Untersuchung der erdölgeologischen Parameter von Kalksteinen der Tarbur-Formation in der Provinz Fars/Iran.

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Mohammed-Reza Katuzi
aus Lahidjan/Iran

1976

Untersuchung der erdölgeologischen Parameter von Kalksteinen der Tarbur-Formation in der Provinz Fars/Iran.

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Mohammed-Reza Katuzi
aus Lahidjan/Iran

I. Referent Prof. Dr. Dr. W. Gocht
II. Referent Prof. Dr. J. Liedholz

Eingereicht am: 28.1.1976
Tag der mündlichen Prüfung: I.3.I976

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Druck: Zentrale Universitätsdruckerei, V a A 4

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.	Einleitung	1
1.1	Problemstellung	1
1.2	Lage des Arbeitsgebietes	1
1.3	Probenahme	1
2.	Einführung in die Geologie des Zagros-Gebirges (Iran)	4
2.1	Allgemeines	4
2.2	Stratigraphische Übersicht	5
2.3	Paläogeographische Übersicht	8
2.4	Tektonische Übersicht	10
2.5	Verbreitung und Ausbildung der Tarbur-Formation	12
3.	Sedimentpetrographische Untersuchungen	14
3.1	Mikrit	14
3.1.1	Allgemeines	14
3.1.2	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	15
3.1.3	Auftreten im Untersuchungsgebiet	15
3.1.4	Diskussion und Deutung	16
3.2	Krümelige Struturen	18
3.2.1	Allgemeines	18
3.2.2	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	18
3.2.3	Auftreten im Untersuchungsgebiet	19
3.2.4	Diskussion und Deutung	20
3.3	Pellets	22
3.3.1	Allgemeines	22
3.3.2	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	22
3.3.3	Auftreten im Untersuchungsgebiet	24
3.3.4	Diskussion und Deutung	24
3.4	Kotpillen	26
3.5	Intraklasten	28
3.5.1	Allgemeines	28
3.5.2	Auftreten im Untersuchungsgebiet	28
3.5.3	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	28
3.6	Mikrosphärit	31
3.7	Mikritsaum	32
3.7.1	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	32
3.8	Bohrspuren	35
3.8.1	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	35

		Seite
3.9.	Dolomitisierung	37
3.9.1	Allgemeines	37
3.9.2	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	37
3.10	Dolomitflecken	40
3.11	Rekalzitisierung von Dolomit	42
3.11.1	Allgemeines	42
3.11.2	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	42
3.12	Authigene Quarze	45
3.12.1	Allgemeines	45
3.12.2	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	45
3.13	Pyrit	48
4.	Erdölgeologische Parameter	50
4.1	Porosität	50
4.1.1	Meßmethode	50
4.1.2	Durchführung der Messungen	51
4.1.3	Meßergebnisse	53
4.2	Speicherpotential	56
4.2.1	Durchführung der Messungen	56
4.2.2	Meßergebnisse	57
4.3	Ausfüllung oder Verringerung der Porenräume in den untersuchten Kalksteinen	60
4.3.1	Kompaktion	60
4.3.2	Frühdiagenetische Breccienbildung	60
4.3.3	Kompaktion nach der Abscheidung des Kalzitzements A	61
4.3.4	Umkristallisation des Aragonits	62
4.3.5	Zementation	62
4.3.6	Syntaxialer Zement	64
4.3.7	Kornvergröberung durch Sammelkristallisation	65
4.3.8	der zeitliche Ablauf der Sammelkristallisation	66
4.3.9	Stylolithen	68
4.4	Sekundäre Poren	70
4.4.1	Auftreten und Ausbildung der Hohlräume im Untersuchungsgebiet	70
4.4.2	Genese der sekundären Poren	74
4.5	Permeabilität	77
4.5.1	Probenvorbereitung und Probenauswahl	77
4.5.2	Theoretische Grundlagen	77

Seite

4.5.3 Untersuchungsmethode und Versuchsapparatur 79
4.5.4 Meßergebnisse der Permeabilitätsmessungen 81
4.5.5 Permeabilitätsmessung mit Salzlösungen 86
4.6 Bestimmung der Porengröße und Porenverteilung 89
4.6.1 Versuchsapparatur 89
4.6.2 Meßergebnisse 90
5. Zusammenhänge zwischen sedimentpetrographischer Ausbildung, Porosität und Permeabilität in den Kalksteinen der Tarbur-Formation 100
6. Zusammenfassung 103
Literaturverzeichnis 107
Anlagen: Graphische Darstellung der Meßergebnisse

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548818_0053

Vorwort

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Dr. W. Gocht, dem ich für seine ständige Förderung durch fruchtbare Anregungen und wertvolle Hinweise sehr herzlich danken möchte. Herr Prof. Gocht hat die Betreuung dieser Arbeit sowohl im Arbeitsgebiet bei Shiraz als auch in Berlin intensiv durchgeführt.

Für die großzügige Unterstützung zur Durchführung meiner Feld-Arbeit danke ich ganz besonders dem Präsidenten der Nationalen Iranischen Erdölgesellschaft, NIOC, Herrn Dr. M. Eghbal und dem Generaldirektor für internationale Angelegenheiten, Herrn Dr. P. Mina.

Ich danke Herrn H. Bozorgnia von der Abteilung Exploration der NIOC für wichtige Hinweise während der Erarbeitung der Konzeption.

Vom iranischen Ministerium für Forschung und Bildung wurde mir zur Anfertigung dieser Arbeit ein Promotionsstipendium gewährt, was zu einer Verkürzung des Arbeitszeitraumes beigetragen hat.

Weiter danke ich der Erdölgesellschaft Deutsche Texaco AG, die mir die Erlaubnis erteilte, im Labor in Wietze wichtige Geräte zur Bestimmung der Porosität, Permeabilität und Porenverteilung zu benutzen.

Mein Dank gebührt schließlich auch den Herren Dr. G.H. Bachmann und Dr. C. Hemmer vom Institut für Geologie der FU Berlin für die Hilfe bei den petrographischen Untersuchungen.

Herrn Prof. Dr. W. Busch vom Institut für Mineralogie der FU Berlin hat die photografische Aufnahme der Dünnschliffe übernommen, wofür ich ihm herzlich danke.

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Durch die ständige Prospektion und Exploration von Erdöllagerstätten im Iran gewannen auch die Riffkalke der Tarbur-Formation an Interesse. Als Ziele der vorliegenden Arbeit wurden deshalb angestrebt:

a) Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Bestimmung der einzelnen Komponenten der Kalke.
b) Bestimmung [illegible] richtigen erdölgeologischen Parameter Porosität [illegible] ermeabilität und Porenverteilung, um Aussagen über [illegible] ie Bedeutung dieser Tarbur-Kalke für die Erdölgewinnung zu ermöglichen.
c) Ermittlung von Zusammenhängen zwischen sedimentpetrographischer Ausbildung und den erdölgeologischen Parametern.

1.2 Lage des Arbeitsgebietes

Die Übersichtkarte (Abb. 1) gibt die Vorkommen von Gesteinen der Tarbur-Formation in SW-Iran wieder.
Das Arbeitsgebiet beginnt etwa 30 km E von Shiraz und erstreckt sich bis etwa 30 km NW von Faza. Die Tarbur-Formation wird im Untersuchungsgebiet von der Sachun-Formation (Anhydrit führendes Paläozän) überlagert. SE von Sarvestan liegen Kuh-e Mayanjangal und Kuh-e Seyah, die sich zwischen zwei Salzstöcken der Hormuz-Serie befinden. NE Shiraz liegt das Gebiet des Kuh-e Zargan.

1.3 Probennahme

Die Probennahme wurde im Untersuchungsgebiet konzentriert auf: Kuh-e Mayanjangal NW-Flanke (Probenserie A), Kuh-e Seyah (Probenserie B), beide SE von Sarvestan sowie die Region beim Dorf Tarbur E von Shiraz (Probenserie D).
Es wurde darauf geachtet, möglichst frische Proben zu erhalten. Aus der Vielzahl der Proben wurden für die Untersuchungen insbesondere die drei erwähnten, systematisch stratigraph entnommenen Probenreihen ausgewählt (20 Pro-

ben der Probenreihe A, 20 Proben der Probenreihe B, 25 Proben der Probenreihe D). Aus dem gesamten Probenmaterial wurden zusätzlich 130 Proben für die Anfertigung der Dünnschliffe für die petrographischen Untersuchungen ausgewählt.

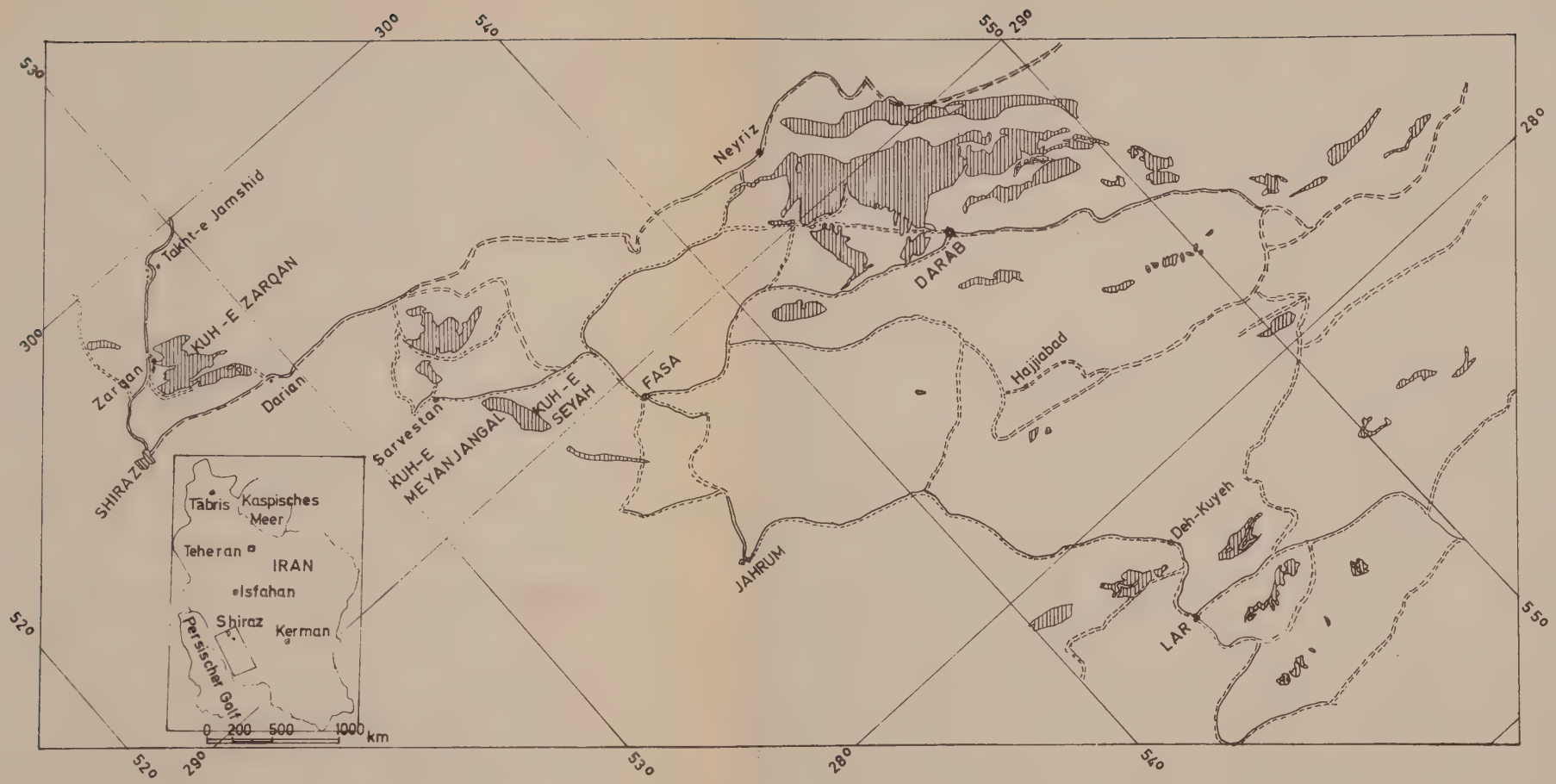


ABB.1 POSITIONSKARTE VON AUFSCHLÜSSEN DER TARBUR-FORMATION IN DER FARS-PROVINZ/SW-IRAN

2. Einführung in die Geologie des Zagros - Gebirges (Iran)

2.1 Allgemeines

Das Zagros - Gebirge als Bestandteil des Thethys - Gürtels nimmt den Westen und Südwesten des Iran ein und offenbart eine lange geotektonische Entwicklung, die aus seiner Lage zwischen dem Afro-Arabischen Schild im SW, dem Eurasischen Block im NE und dem Indischen Subkontinent im E zu verstehen ist. Neuere geodynamische Modelle des Zagros - Orogens berücksichtigen dementsprechend die modernen Vorstellungen von Kontinentaldrift und Plattentektonik (u.a. STÖCKLIN 1968, TAKIN 1971, HAYNES & MCQUILLAN 1974)

Der Begriff "Zagros - Gebirge" bezieht sich auf die Faltenketten, die zwischen dem Persischen Golf und dem Innerpersischen Hochland liegen (FÜRST 1970). Im NW, etwa im Gebiet des Euphrat, streicht das Zagros - Gebirge auf die Tauriden Anatoliens zu und ist dadurch mit den Gebirgen des östlichen Mittelmeerraumes verbunden (M. RICHTER 1966). Die südöstliche Begrenzung ist durch den Gondwana-Sporn der Halbinsel von Oman gegeben. Dort scharen sich die Zagros-Ketten und werden von den Ketten des Makran abgelöst.

Quer zum Streichen ist das Zagros - Gebirge in drei Zonen gegliedert:

1. Die Innenzone (Sanadaj - Sirjan - Ketten) enthält metamorphe präkambrische Kerne und fossilführendes Paläozoikum.
2. Die Überschiebungszone, entlang der die Gesteine der Innenzone nach SW auf die Außenzone überschoben sind. Hier treten u.a. Radiolarite und Ophiolite auf.
3. Die Außenzone (Faltengürtel des Zagros) ist durch Salzstöcke, die mio-pliozäne Fars-Serie sowie reiche Erdölvorkommen gekennzeichnet.

Nach SW geht die Außenzone in die kaum gefaltete Randsenke über, in der eine geschlossene, vom Kambrium bis ins Quartär reichende Schichtfolge dem präkambrischen Kristallin der Arabischen Tafel flach aufliegt. Im NE wird das Zagros-Orogen durch den paläogenen Vulkangürtel der Urmiah - Dukh -

tar - Zone gegen den Zentraliranischen Kern abgegrenzt.

2.2 Stratigraphische Übersicht

JAMES & WYAND publizierten 1965 eine "Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area", unter Zugrundelegung des "Code of Stratigraphic Nomenclature" der American Commission on Stratigraphic Nomenclature von 1961. Dem gleichen Code folgte auch FÜRST 1970 in seiner Darstellung von "Stratigraphie und Werdegang der östlichen Zagros-Ketten (Iran)". Weiterhin existiert ein Iran-Band des Lexique Stratigraphique International.

Die folgende stratigraphische Übersicht basiert weitgehend auf den genannten Arbeiten.

Danach folgen über dem Präkambrium mit Diskordanz (Assyntische Faltung) die Gesteine des Paläozoikums, die in einigen isolierten, hoch herausgehobenen Antiklinalen (Kuh-e Surmeh, Kuh-e Gahkum) anzutreffen sind.

Das Kambrium enthält Evaporite, die in Form von Salzstöcken exponiert sind und die spätere tektonische Entwicklung des Zagros - Gebirges mit geprägt haben. Vor allem ist die kambrische Hormuz-Serie mit insgesamt über 1 ooo m Mächtigkeit zu erwähnen, die neben Steinsalzen und Gipsen auch Karbonate, bunte Klastika und vulkanogene Gesteine (Tuffe, Agglomerate) enthält. Sie wird durch Trilobiten (Ptychoparia) und Trilobiten-Kriechspuren datiert.

Ordoviz und Silur sind ungegliedert. Es treten Tonsteine und Sandsteine von insgesamt 140 m Mächtigkeit mit Brachiopoden und Graptolithen auf.

Das Alter der eingeschlossenen Sandsteine und Konglomerate des Kuh-e Gahkum (100 m) ist nicht durch Fossilien belegt. Wegen ihrer Position zwischen Silur und der permischen Khuff-Formation werden diese Gesteine dem Devon-Karbon zugeordnet.

Dem gegenüber wurde eine 80 m mächtige Wechselfolge, bestehend aus Konglomeraten, Sandsteinen, Dolomiten und Hornstei-

nen, die am Kuh-e Gahkum und Faraghan auftritt, aufgrund ihrer Fauna (Brachiopoden, Muscheln, Bryozoen) ins Permo-Karbon gestellt.

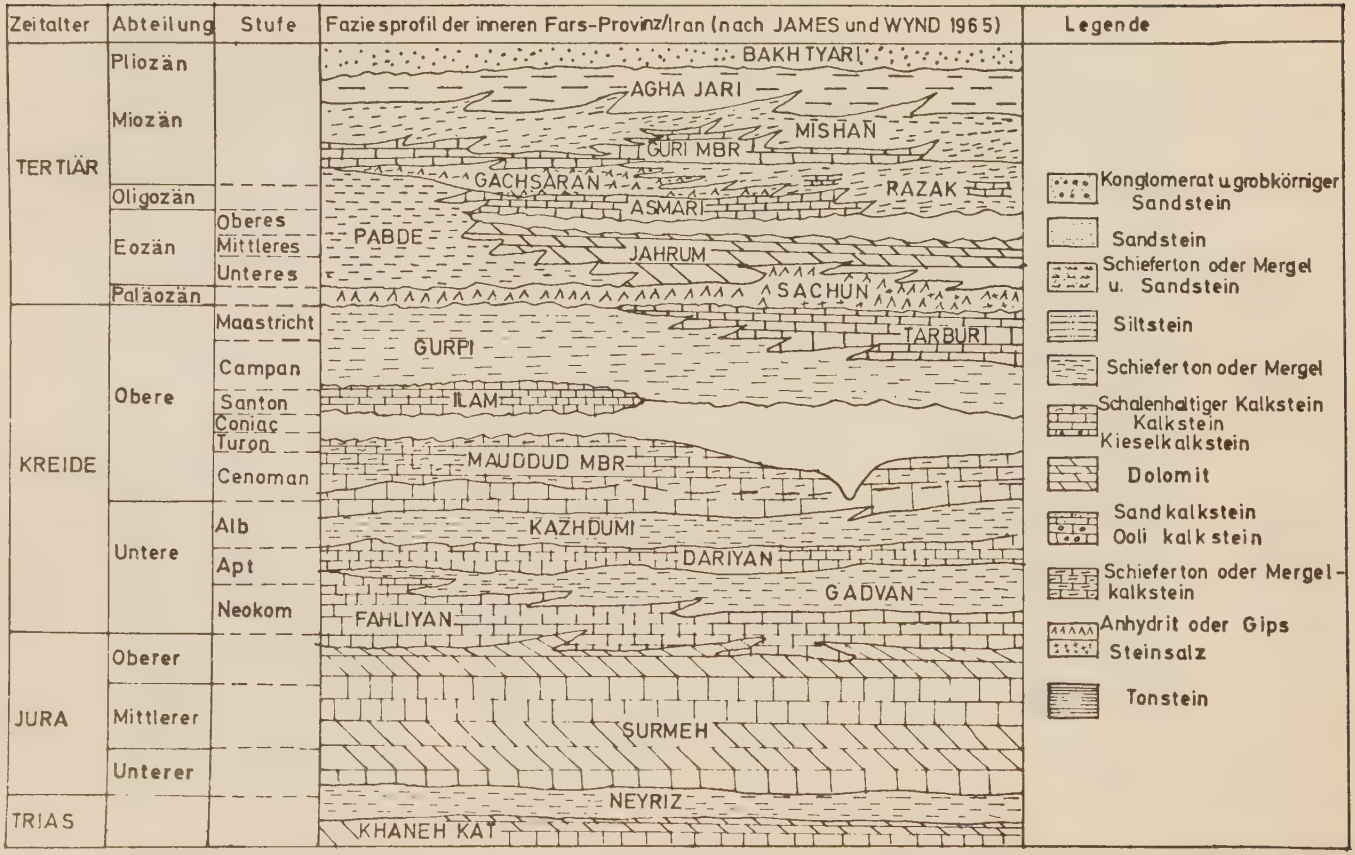
Die permische Khuff-Formation (Kuh-e Surmeh, Kuh-e Namak, Kuh-e Gahkum, Faraghan) liegt teils konkordant auf Permo-Karbon, teils diskordant über Ordoviz-Silur. Sie besteht aus etwa 500 m dunklen fossilreichen Kalken (Fusuliniden, Algen, Crinoiden, Korallen, Spongien, Brachiopoden).

Darüber folgt mit einigen 100 m Dolomiten und Anhydriten die Trias (Kaneh-Kat-Formation), in der sich Muscheln, Schnecken, Echinodermen und Foraminiferen finden.

Vom Jura ab bewirkt die Heraushebung der Fars - Schwelle eine größere fazielle Diversität. Während auf der Schwelle geringmächtige neritische Ablagerungen vorherrschen, tieften sich im W der Zagros-Trog und im E die Bandar-Abbas-Senke ein.

Der Jura zeigt eine stratigraphische Dreigliederung in Neiritz-Formation (Lias), Surmeh-Formation (Dogger, Malm) und Hith-Formation (Portland). Es handelt sich insgesamt um eine kalkig-pelitische Folge von wechselnder Mächtigkeit (einige 100 m) mit reicher Mikro- und Makro-Fauna. Die hangende Hith-Formation ist evaporitisch (Anhydrite, Gipse und Dolomite) ausgebildet.

Die Unterkreide besteht wiederum aus Karbonatgesteinen und wird von unten nach oben in Fahliyan-, Gadvan- und Dariyan-Formation untergliedert (mit Hilfe von Tintinniden, Foraminiferen und Algen). Das Alb und Teile der Oberkreide werden zur Bangestan-Gruppe zusammengefaßt, die von unten nach oben besteht aus: Kazhdumi-, Sarvak-, Surgah- und Ilam-Formation. Die Kalkig-Pelitische oberkretazische Schichtfolge enthält neben Flachwasser- und Tiefwasser-Faziesbereichen auch Diskordanzen und Schichtlücken.


Zeitalter
Abteilung
Stufe
Faziesprofil der inneren Fars-Provinz/Iran (nach JAMES und WYND 1965)
Legende
TERTIÄR
Pliozän
Miozän
Oligozän
Eozän
Oberes
Mittleres
Unteres
Paläozän
KREIDE
Obere
Maastricht
Campan
Santon
Coniac
Turon
Cenoman
Untere
Alb
Apt
Neokom
JURA
Oberer
Mittlerer
Unterer
TRIAS
BAKHTYARI
AGHA JARI
MISHAN
GURI MBR
GACHSARAN
ASMARI
RAZAK
PABDE
JAHRUM
SACHUN
GURPI
TARBUR
ILAM
MAUDDUD MBR
KAZHDUMI
DARIYAN
GADVAN
FAHLIYAN
SURMEH
NEYRIZ
KHANEH KAT
Konglomerat u. grobkörniger Sandstein
Sandstein
Schieferton oder Mergel u. Sandstein
Siltstein
Schieferton oder Mergel
Schalenhaltiger Kalkstein
Kalkstein
Kieselkalkstein
Dolomit
Sandkalkstein
Ooli kalkstein
Schieferton oder Mergel-kalkstein
Anhydrit oder Gips
Steinsalz
Tonstein

Transgressiv folgt die Gurpi-Formation (maximal 350 m), die aufgrund der reichen Foraminiferen-Fauna dem Zeitraum Coniac-Maastricht zugeordnet wird. Sie besteht vorwiegend aus euxinisch-pelagischen Tongesteinen, die z.T. als Erdöl-Muttergesteine angesehen werden. Bei Shiraz geht die Gurpi-Formation lateral in Flyschgesteine des Campan-Maastricht über (Konglomerate, Kalksandsteine, Silite), die im Hangenden Rudisten-Riffe (bis 500 m mächtig) enthalten. In der inneren Fars-Provinz wird die Gurpi-Formation durch evaporitführende Karbonate und Pelite vertreten. Hier sind die Tarbur-Formation (bis 600 m massiver anhydritischer Kalkstein, Maastricht) sowie die Sachun-Formation (1 400 m Mergel, Gipse, Dolomite, Maastricht-Eozän) zu nennen.

Das Paläogen der Küstenketten in der östlichen Fars-Provinz ist durch die Pabdeh-Formation gekennzeichnet, die mit Tonen, Mergeln und Kalksteinen von maximal über 500 m Mächtigkeit diskordant die Oberkreide überlagert. Aufgrund der Mikrofauna (hauptsächlich Globorotalien) umfaßt sie im wesentlichen das Eozän, reicht aber im westlichen Zagros vom O-Paläozän bis ins untere Miozän.

In der inneren östlichen Fars-Provinz wird die Pabdeh-Formation lateral durch die Jahrum-Formation vertreten, eine Folge von maximal über 600 m Dolomiten des Zeitraums Paläozän bis Oligozän (Nummuliten, Alveolinen, Discocyclinen).

Das tektonische Rückgrat des äußeren Zagros - Gebirges bildet der Asmari - Kalk, ein heller, bis etwa 400 m mächtiger, an Mikro- und Makrofossilien reicher Flachwasserkalk mit resedimentierten Anteilen. Er umfaßt das Oligozän und Unter-Miozän (Nummuliten, Miogypsinen) und ist der wichtigste Ölträger.

Als Abdeckschicht lagert dem Asmari-Kalk die Fars - Gruppe (Miozän, Pliozän) auf, die von unten nach oben gegliedert wird in: Gachsaran-, Mishan- und Agha-Formation. Die Mächtig-

keit der Sedimente nimmt von der zentralen Fars - Schwelle sowohl nach NE als auch nach SE zu, nach SE steigert sich auch der marine Einfluß. Die Gachsaran-Formation entspricht einem brackischen Ablagerungsmilieu mit Gipsen, bunten Tonsteinen, Mergeln und Kalken. Sie wird bei Shiraz 850 m mächtig, bei den Erdölfeldern Gachsaran, Masjed-e Suleiman und Lali über 2 000 m. Im Küstenbereich der Fars-Provinz kann sie auch den mittleren und oberen Asmari-Kalk vertreten. Die Mikrofauna (Globigerinoides) deutet auf "Burdigal bis Helvet" (FÜRST 1970). Die Megafauna besteht hauptsächlich aus Austern.

Die Mishan-Formation wird nahe dem Gachsaran-Ölfeld 900 m mächtig (Mächtigkeitszunahme in Richtung SE) und besteht aus Mergeln und Schillkalkbänken. Anhand der Mikrofauna (Ostracoden, benthonische Foraminiferen) läßt sich Mittel-Miozän annehmen. Als Makrofauna treten Austern und Schnekken (Conus, Natica, Turritella) auf.

Die brackische Agha Jari-Formation wird nahe dem gleichnamigen Ölfeld in den westlichen Zagrosbergen 3 000 m mächtig und ist durch klastische Komponenten wie Siltsteine, Sandsteine und Konglomerate charakterisiert. Die Fauna ist verarmt (Foraminiferen, Ostracoden, Austern) und erlaubt nur eine Einstufung in das Ober-Miozän bis Pliozän.

Im Pliozän wird dann der Abtragungsschutt des aufsteigenden Zagros - Gebirges unter limnisch-brackischen Verhältnissen in Form des Bakhtyari-Konglomerates abgelagert, das aus groben Geröllen der älteren Gesteine besteht und von einigen 100 Metern bis 2 400 m mächtig werden kann. Als jüngste Bildungen treten quartäre Lockergesteine wie Beckenfüllungen (z.B. die Becken von Shiraz und Kazerun), Terrassen und Schuttfächerablagerungen auf.

2.3 Paläogeographische Übersicht

Wie die stratigraphische Übersicht lehnt sich auch die paläo-

geographische Übersicht an JAMES & WYAND 1965 und FÜRST 1970 an. Demzufolge ist die Außenzone des Zagros - Gebirges als Miogeosynklinale anzusprechen, die Innenzone wegen ihrer Vergesellschaftung von Radiolariten, Ophioliten und Flyschgesteinen als "echte Geosynklinale" (FÜRST 1970).

Im Anschluß an die Assyntische Faltung war das dem Zagros - Gebirge zugehörige Sedimentationsgebiet während des gesamten Paläozoikums als mariner Flachschelf ausgebildet und keinen größeren tektonischen Ereignissen unterworfen. Eine Abschnürung des Sedimentationsraumes vom offenen Meer im Unter-Kambrium erlaubte die Ausscheidung der Salze der Hormuz-Serie. Wiederholt machen sich in der paläozoischen Sedimentation kontinentale Einflüsse bemerkbar (rote Klastika des Ober-Kambriums und Devon-Karbons).

Im Jungpaläozoikum deutet sich in der Außenzone des östlichen Zagros - Gebirges bereits die Fars - Schwelle dadurch an, daß dort Devon-Karbon und Permo-Karbon fehlen, während im E (Kuh-e Gahkum) Permo-Karbon transgressiv auftritt.

Die Entwicklung der Fars - Schwelle schreitet im Mesozoikum fort. Bereits in der Trias werden im Schwellenbereich Anhydrite abgelagert. In dem sich südöstlich eintiefenden Bandar Abbas - Trog entstehen dagegen Dolomite. In Jura und unterer Kreide ist der Schwellenbereich durch reduzierte Mächtigkeiten, neritische Fazies und Diskordanzen ausgezeichnet. So transgrediert dort die Kazhdumi-Formation im Mittel-Alb auf die eingerumpfte Dariyan-Formation, die Ilam-Formation (Coniac-Santon) ist reduziert oder fehlt ganz. Erstmalig im Paläozän-Eozän wurde die Fars - Schwelle in den pelagischen Sedimentationsraum einbezogen (Pabdeh-Formation).

Nordwestlich der Fars - Schwelle tiefte sich insbesondere seit der Unter-Kreide der Zagros - Trog ein mit mächtiger pelagischer Sedimentation, die sich ohne Unterbrechung bis in die Oberkreide fortsetzt. Im südöstlich der Fars -

Schwelle gelegenen Bandar Abbas - Trog setzt die pelagische Sedimentation in der Ober-Kreide ein.

Die Innenzone des Zagros ist seit dem Jura verstärkter Absenkung ausgesetzt. Bei Shiraz treten 800 m Jura in pelagischer Fazies auf (Kieselkalke, weiter südöstlich auch pelagische Kalke).

An der Wende Coniac/Santon fanden in der Innenzone orogene Bewegungen statt, aus denen bis zu 1 000 m mächtige Konglomerate (vorwiegend Radiolaritmaterial) resultierten. Lokal wurden in der inneren Fars-Provinz aber auch neritische Kalke (Tarbur-Formation, Maastricht) abgelagert.

Entlang dem Südrand der Innenzone entstanden im Maastricht synorogene Flysche, auf denen Rudistenriffe wuchsen. Die orogene Fazies ist in Lurestan auch noch im Paläozän/Eozän anzutreffen (Amiran- und Kashkan-Formation).

Zu dieser Zeit beginnt in der Innenzone bereits die Regression des Meeres, angezeigt durch das Auftretten der neritisch-dolomitischen Jahrum-Formation (Paläozän-Oligozän), die dort die pelagische Pabdeh-Formation der äußeren Zagros-Ketten ablöst. In Richtung auf die äußeren Zagros-Ketten schreitet die Regression fort mit dem flach-neritischen Asmari-Kalk und der brackischen Fars-Gruppe, bis schließlich an der Miozän/Pliozän-Wende das Meer völlig zurückgedrängt ist. Als Molasse des aufsteigenden Zagros - Gebirges entsteht das pliozäne Bakhtyari-Konglomerat.

2.4 Tektonische Übersicht

An tektonischen Ubersichten jüngeren Datums sind vor allem FÜRST (1970), PILGER (1971) und TRUSHEIM (1974) zu nennen.

TRUSHEIM nennt den girlandenförmigen Bogen der zwischen der Linie Busher-Shiraz im NW und dem Oman-Sporn im SE gelegenen östlichen Zagros-Ketten den "Laristen - Bogen". Auf-

grund der "äquidistanten" Anordnung der einzelnen Sattelstrukturen und deren Ausbildung als "Kofferfalten" deutet er die Entstehung des Zagros - Gebirges halokinetisch. Der Motor der Halokinese wäre in den Steinsalzen der unteren Hormuz-Serie (Kambrium) zu sehen, weshalb der Faltenbau des Zagros - Gebirges auf das postkambrische Stockwerk beschränkt sei.

Der zeitliche Zusammenhang zwischen der mio-pliozänen Hauptfaltung der östlichen Zagros-Ketten und dem Aufdringen der Mehrzahl der Salzdiapire ist umstritten (KENT 1958 in FÜRST 1970), da sowohl "Prä-orogene" als auch "post-orogene" Diapire bekannt sind. Nach FÜRST 1970 ist der Salzaufstieg ab der Kreide nachzuweisen. TRUSHEIM 1974 folgerte aus theoretischen Erwägungen, daß die Halokinese schon im Mittel-Kambrium begonnen habe und spätestens im Perm ein System von Salzstrukturen vorhanden war, aus dem seit dem Zeitraum Trias/Jura Diapire zur Oberfläche aufstiegen. Die eigentlichen Kofferfalten der Zagros-Ketten sollen dagegen erst gegen Ende der Fars - Zeit entstanden sein.

Die großen tektonischen Linien des Zagros stehen nicht in unmittelbarem genetischen Zusammenhang mit der Halokinese (TRUSHEIM 1974), obwohl sie dem Salz offenbar als bevorzugte Aufstiegswege gedient haben. Nach FÜRST 1970 sind im östlichen Zagros - Gebirge drei tektonische Lineamente zu unterscheiden, an denen die zu Tage auftretenden Diapire sich perlschnurartig häufen:

1. Die Oman-Richtung, ein System von NE-gerichteten Blattverschiebungen, die in der nördlichen Verlängerung des Oman-Spornes (Oman-Linie) den Westrand des Bandar Abbas - Troges begleiten und ab Jura nachzuweisen sind.

2. Die NNW-verlaufende Lut - Richtung entspricht dem Westrand des Lut-Blockes und ist seit der Trias nachzuweisen. Tektonische Linien dieser Richtung vergittern sich im SE des Iran mit der Oman - Linie.

3. Die Zagros - Richtung entspricht der Zagros - Überschiebung (NW - SE verlaufend) und ist als Faziesgrenze zu verstehen die seit dem Jura die Innenzone des Ablagerungsraumes mit ihren Flyschen, Radiolariten und Ophioliten von der miogeosynklinalen Außenzone trennte.

STÖCKLIN (1968) interpretierte die Zagros - Überschiebung als Folge der Norddrift des Arabischen Blockes, wodurch die Zagros-Außenzone unter die Innenzone unterschoben wurde. Im Bereich der südöstlichen Scharung der Zagros-Ketten schneidet die Überschiebung der Faltenstränge ab und ist daher jünger als diese.

2.5 Verbreitung und Ausbildung der Tarbur-Formation

Es handelt sich um Riff-Kalke, die nur im Inneren der Provinz "Fars" vorkommen. (vgl. Abb. 1) Diese Riff-Fazies besteht aus schalenreichen, zum Teil anhydritischen, massigen Kalken, die außerhalb unseres Untersuchungsgebietes mitunter fast vollständig dolomitisiert sein können.

JAMES & WYAND (1965, S. 2218) stellten die Tarbur-Formation aufgrund der Mikrofossilien Omphalocyclus makroporus und Siderolithes cacitrapoides in das Maastricht. An der Typlokalität im Norden des Dorfes "Tarbur" (nähe Shiraz) besteht die Schichtfolge aus dickbankigen Kalksteinen. Nordöstlich von Sarvestan bestehen die obersten Schichten der Tarbur-Formation aus einigen Metern Wechsellagerung von dickbankigen, dünnbankigen und knolligen Kalksteinen, die an manchen Stellen silthaltig sind. Die unteren und mittleren Teile bestehen aus dick- bis dünnbankigen, braungelben Kalksteinen. Die Mächtigkeit kann hier etwa 1 000 m betragen. Je nach dem Verwitterungsgrad sehen die Gesteine porös aus. An manchen Aufschlüssen findet man auch schwache Karsterscheinungen.

Die Tarbur-Formation enthält mehrere Arten von Oberkreide-Rudisten, die ab und zu bis 50 cm lang werden und einen Durchmesser von 10 - 20 cm erreichen. In Richtung Darab (siehe Abb. 1) enthält die Tarbur-Formation sehr hohe An-

teile an Rudisten, so daß man hier von einem Rudisten-Riff sprechen kann.
SAMIMI (1975) & SADEGHOLDVAD (1976) untersuchten die Mikrofauna der Tarbur-Formation in dem Arbeitsgebiet und stellten folgende Fauna fest:
Foraminiferen: Globorotalia, Orbitoides, Lepidorbitoides, Alveolina, Rhapydinoisas, Miliolidea, Textulariidae, Omphalocyceus.
Algen: Halimeda (?) und Dasycladaceen.

Aufgrund des Auftreten von Orbitoides wird der älteste Teil des Profils in das Campan gestellt. Durch die Funde von Globorotalia konnte nur nachgewiesen werden, daß die Sedimentation der Riff-Fazies der Tarbur-Formation teilweise bis ins Paläozän reichte.

3. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Es wurde angestrebt, die einzelnen Komponenten der Tarbur-Kalksteine aus dem Untersuchungsgebiet zu bestimmen, um Zusammenhänge zwischen den sedimentpetrographischen Erscheinungsformen und den erdölgeologischen Parametern zu finden.
Für die Korngrößen-Gliederung wurde die Nomenklatur von FOLK (1959) bevorzugt.
Eine fazielle oder feinstratigraphische Gliederung nach dem sedimentpetrographischen Inhalt war nicht möglich.
Dazu müssen einerseits noch umfangreichere regionale Untersuchungen durchgeführt werden, andererseits ist das Riff sehr gleichmäßig ausgebildet.

3.1 Mikrit

3.1.1 Allgemeines

FOLK (1959, S. 32, 1965) bezeichnete feinkristalline Grundmasse aus Kalzitkörnern mit einem Durchmesser von 1 - 4 µm als Mikrit, (Abb. 2), gröberes Material bis 30 um als Mikrospar und darüber als Pseudospar.

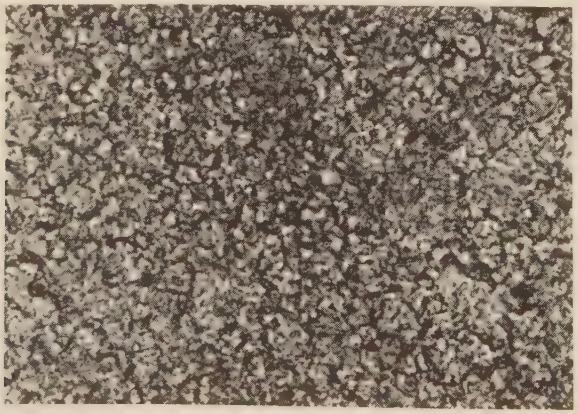


Abb. 2 Mikritische Grundmasse
Vergrößerung 875 x, Dünnschliff B_8
(SW Kuh-e Seyah)

3.1.2 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Mikrit bildet die Matrix zahlreicher allochemfreier Kalksteine der Tarbur-Formation und tritt nicht als hochprozentiger selbständiger Bestandteil der Kalksteine auf.
Mikrit kommt in folgenden Erscheinungen vor:

1. Es gibt zwischen Mikrit und Zement als Grundmasse alle Übergänge. Relikte von Mikrit sind in den sparitischen Gesteinen und waagerecht gelegenen Organismenschalen vorhanden.
2. Strukturen wie Krümel, Pellets, Kotpillen und Intraklasten bestehen aus Mikritaggregaten.
3. Wühlspuren, Grabgänge in microsparitischen und sparitischen Matrix sind zum Teil mikritisch, und ihr Inneres ist meist mit Mikritaggregaten gefüllt.
4. Die Säume der organismen Hartteile sind größtenteils mikritisiert oder mit Mikrit überkrustet.

3.1.3 Auftreten im Untersuchungsgebiet

In allen Dünnschliffen wurde die Kristallgröße der Mikrite bestimmt. Die gemessenen Werte liegen zwischen 1 bis 4 µm, dabei liegen die häufigsten Werte um 4 µm. Innerhalb der Mikrite kommen oft Kristalle vor, die den Wert 1 bis 4 µm sogar unter- und überschreiten. Diese größeren Kristalle sollen hier als Sparite betrachtet werden. Die Form der Kristalle ist ± isometrisch. Die Kristallgrenzen sind überwiegend gerade, selten rund. Die einzelnen Körner zeigen graue Farbe, die nicht immer einheitlich scheint, sondern variiert zwischen einem helleren und einem dunkleren Grau, das vom Grad der Verunreinigung und der Kristallgröße abhängt. Durch Limonit verunreinigte Mikrite zeigen braunrote Farbe. Innerhalb der Mikritaggregate wurden selten einzelne Körner bzw. Partien mit glatten Oberflächen gefunden, deren Größen zwischen 30 µm und darüber lagen. Diese glatten Flächen besitzen wellige, teilweise unregelmäßige Elemente. FOLK (1965, S. 32) nimmt an, es könnte sich um Fossielreste handeln. FINNIGER (1967, S. 253) glaubt dagegen, es handele sich um anorganische Karbonatbildungen.

3.1.4 Diskussion und Deutung

Nach FOLK (1959, S. 8) stellt der Mikrit das Ergebnis rascher chemischer oder biochemischer karbonatischer Ausfällung aus dem Meerwasser dar. Der Mikrit wurde am Entstehungsort abgelagert oder durch schwache Strömung teilweise verfrachtet. Andere Bildungsmöglichkeiten erfolgten durch Abrasion der Skeletteile kalkschaliger Rifforganismen (Great Barrier Reef, WOLF 1960a), physikalische Kalkausfällung durch Algen (algal dust, WOOD 1941) und Bakterien (HADDING 1958).

In der Tarbur-Formation handelt es sich genetisch um feinkristallinen Kalzit aus verfestigtem Kalkschlamm.

Rezente Kalkschlamme bestehen hauptsächlich aus metastabiler Karbonatphase Aragonit und Mg-Kalzit (CLOUD 1962, WELLERS & ILLING 1964, FRIDMANN 1964, FOLK 1965, MATTHEWS 1966).

Da es sich in der Tarbur-Formation um Flachwasserablagerungen handelt, ist es denkbar, daß Aragonitschlamm restlos während der Diagenese in Kalzit umgewandelt ist. Über geologische Zeiten hinweg konnte Aragonit nur dort erhalten bleiben, wo er in sehr geringdurchlässige Tonsteine oder Ölschiefer bzw. Asphalt eingebettet war.

Die Entstehung des Mikrits durch Algen kann hier nicht in Betracht gezogen werden, denn in vielen Horizonten fehlen sie. Falls sie auftreten, sind sie dann selten. Eine schwache Abrasion könnte ein Faktor für die Mikritbildung sein, denn in den meisten Kalkbänken sind zum Teil zerkleinerte und gerundete, kalkige Hartteile von Organismen enthalten. Nur in zwei Bänken, Schliff 13 und 20 von der Probenserie A (Kuh-e Myanjangal NW-Flanke) zeigen die Schalen von Organismen gute bis sehr gute Rundung. Allerdings waren auch hier Reste von Mikritaggregaten vorhanden. Nur in diesem Horizont konnte eine unterschiedliche Wasserbewegung festgestellt werden.

Neben der Abrasion erfüllen die bereits erwähnten Möglichkeiten die Mikritausbildung. Die Temperaturerhöhung und ruhige Wasserbewegung führte in diesem kalkübersättigten Meer zur physikochemischen Fällung.

Bakterien - Photosynthese veranlaßte die biochemische Fällung.
Die geringe Kristallgröße in Mikritaggregaten der Kalksteine der Tarbur-Formation kann so erklärt werden, daß frühe Zementation, erhöhter Gehalt an organischer Substanz wie bei Pellets Kotpillen und sehr dicht zusammengelagerte Mikritkristalle in Intraklasten, die Beschaffung freier Räume durch ruhige Wasserbewegung die Kristallvergröberung verhinderte.

3.2 Krümelige Strukturen

3.2.1 Allgemeines

Der feinkristalline Kalzit zeigt nicht immer ein einheitliches Aussehen, sondern ist mitunter wie in Abb. 3 in eine krümelige Struktur aufgelöst.
Die Krümel zeigen mehr oder weniger kugelige Formen, die meist in gröberes Kristallmosaik eingebettet sind. Diese Struktur entsprich der "Structure grumeleuse" (CAYEUX, 1935) und den "Bahamites" (BEALES, 1958).
Die Krümel werden im Dünnschliff sichtbar, wenn die Fugen, die die Krümel voneinander trennen grobkristallin sind und heller aussehen als die Kristalle der Krümelstruktur.
Im Handstück kann man keine Unterschiede zwischen Krümelstruktur und Mikrit finden.

3.2.2 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Die Krümel sind zum Teil angedeutet, zum Teil kräftig ausgebildet. Diese unterschiedliche Ausbildung wird entweder in einigen einzelnen Schichten oder nebeneinander beobachtet. Die Krümel haben runde bis ovale Formen.
Sie besitzen einen Durchmesser zwischen 20 und 100 µm, wobei die häufigsten Werte bei 40 µm liegen. Daneben kommen auch vereinzelt Exemplare über 100 µm vor. Die Farbe ist gewöhnlich grau. Durch Eisenhydroxid sind Krümel rotbraun angefärbt.
Die Krümel sind aus Mikritaggregaten aufgebaut. Innerhalb der Krümelaggregate sind meist Einspringlinge von spartischen Kristallen und selten Bruchstücke von Organismenschalen zu beobachten. Die scharfe Grenze zwischen Fugen und Krümel ist von Verunreinigungen und Kristallvergröberung der einzelnen Krümel abhängig.
Eine Vergröberung der Kristalle von der Krümelmitte zum Rand ist nicht festzustellen. Die Größe der trennenden kristallinen Mosaike ist vom Abstand der Krümel abhängig. Je schmaler die Fugen sind, desto kleiner sind die Kri-

stalle, je breiter die Fugen werden, um so größer werden auch die Kristalle.

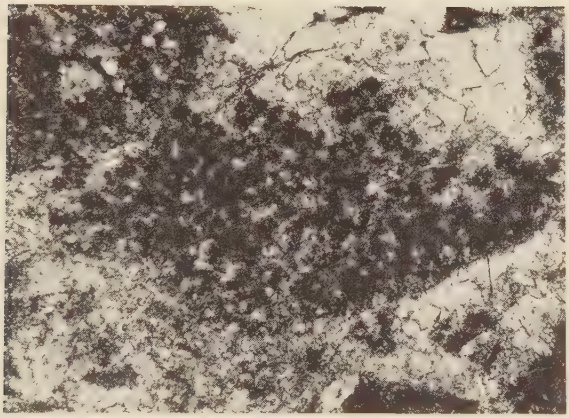


Abb. 3 Krümelstruktur aus Mikrit innerhalb einer großen Bohrspur
Vergrößerung 40 x, Dünnschliff B_7
(SW Kuh-e Seyah)

3.2.3 Auftreten im Untersuchungsgebiet

Die krümelige Struktur befindet sich seltener als Mikrit in den Kalksteinen der Tarbur-Formation. Sie tritt untergeordnet gesteinsbildend meist mit Organismenschalen, kleinen Pellets und zum Teil mit Intraklasten auf. Die meisten mikritischen Grundmassen von Biogesteinen zeigen eine angedeutete krümelige Struktur. Dagegen sind sie in Biospariten, besonders innerhalb sparitischer Nester in großen Bohrspuren, sehr gut ausgebildet. An solchen Stellen erfolgt eine Auflockerung von krümeliger Struktur. Diese Auflockerung wird soweit getrieben, daß einzelne

Krümel völlig von einander getrennt werden. In solchen Fällen ist dann eine Unterscheidung der Krümel von kleinen Pellets sehr schwierig.

3.2.4 Diskussion und Deutung

BATHURST (1971, S.512) weist auf Vorkommen der krümeligen Struktur von Kalksteinen in verschiedenen Alter und Orten hin.
Morphologisch vermittelt sie zwischen homogenem Mikrit und Perlsparit. Je schwächer die Trennfugen ausgebildet sind, desto mehr ähnelt sie dem Ersteren, je kräftiger sie sind, desto mehr dem Letzteren (BACHMANN 1973, S.15).

Über die Entstehung der Krümel bestehen verschiedene Auffassungen. CAYEUX (1935, S. 35) nimmt an, daß "Structure grumeleuse" Rekristallisationsgefüge mit Relikten der ursprünglichen Bestandteile sind.
BEALES (1958) vermutet, sie sind primärer Natur und durch starkes Verschmelzen so miteinander verbunden, daß sie von Mikrit nicht zu unterscheiden sind.
Blaugrünalgen enthalten häufig kalzitisierte Algen, die mikritische Kügelchen vun u m bis 2 mm Größe bilden (MONTY, 1967).
Die Entstehung der Krümel durch Algen scheidet hier wohl aus, denn beim Auftreten krümeliger Struktur fehlt jede Spur von Algen. Für die Bildung der Krümelstruktur fehlt auch das Kennzeichen einer Rekristallisation.
Nach BATHURST (1971, S. 513) müßten bei der Umkristallisation eines homogenen Mosaiks die davon betroffenen Bereiche und nicht die Relikte rund sein.
Gegen eine Entstehung der Krümel durch Rekristallisation spricht die Beobachtung einer schwachen, strömungsbedingten Ablagerung, so die Wechsellagerung von Krümel und Pellets in manchen Schichten oder das Vorkommen der krümeligen Aggregate innerhalb großer Bohrspuren und neben Intraklasten.

Für die Ausbildung der krümeligen Struktur kommen folgende Möglichkeiten in Frage:

A: Die Tätigkeit von verschiedensten Bodenbewohnern wie Schlammfressern und Wühlern, die wichtigsten aufarbeitende Kräfte im Sedimentationsbereich eines Kalkschlammes darstellen.

B: Die feinsten Sedimentpartikel, die zwischen den größeren Komponenten zum Absatz gelangten, konnten durch schwache Strömung oder bei Überschreitung des Schüttungswinkel zum Rutschen kommen. Nun aber nicht als einzelne Teilchen, sondern zusammengelagert als Flocken oder Klümpchen.

3.3 Pellets

3.3.1 Allgemeines

Für Pellets findet man in Publikationen zahlreiche gleichnamige Begriffe wie "granules friableaggregates" (ILLING 1959) "bahamagrain" (BEALES 1958) "lithic Pellets" (WOLF 1965b) von FLÜGEL & KIRCHMEYER (1962) wurde als Synonym auch "Pseudoooide" aufgeführt.
Durch FOLK (1959,1962) hat der Ausdruck "Pellets" Eingang in die Kalkstein-Nomenklatur gefunden.
FOLK (1962, S. 64,54) beschreibt Pellets als gerundete,elliptische bis eiförmige Körper aus mikrokristallinem Kalzitschlamm. Sie zeigen einheitliche Gestalt und Größe, besitzen einen Durchmesser zwischen 30 bis 150 µm, wobei am häufigsten Werte von 40 bis 80 µm beobachtet wurden. Pellets zeichnen sich nicht nur durch ihre Rundungen, sondern auch durch extrem gute Sortierung aus. Die zum Teil dunkle Färbung hebt sich deutlich von der Grundmasse ab. Wegen Mangel an innerer Bauform - wie radiale oder konzentrische Strukturen - sind sie von Ooiden gut unterscheidbar. Die Entstehung der Pellets wird durch Tätigkeit von Bakterien (WOLF 1961), Algen ("Algen-Pellets") und Kotpillen Invertebraten Meeresorganismen "fecalpellets" (ILLING 1954, S. 24) angenommen. Andererseits können sie durch Aufarbeitung schon verfestigter Karbonatschlämme (BEALES 1958, S. 1846), durch Ansammlung von Schlammkriställchen (ILLING 1954, S. 28) oder durch Mikritisierung karbonatischer Skeletteile (BATHURST 1966) entstehen.

3.3.2 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Pellets sind Körperchen aus mikrokristallinem Kalzit (Abb. 4). Wegen ihrer geringen Größe sind sie im Handstück mit bloßem Auge unsichtbar. Sogar die sehr feingeschichteten Kalksteine geben keine Hinweise auf Pellets. Pellets treten mit anderen Bestandteilen wie Bioklasten, Krümel, Kotpillen, zum Teil Intraklasten auf und bauen zu einem Teil die Kalksteine der Tarbur-Formation aus.

Die Größe der Pellets schwankt zwischen 20 und 220 µm. Selten treten Exemplare bis 600 µm auf. Die häufigsten Werte liegen um 60 µm.

Pellets zeigen oft gute Sortierung, wobei der Sortierungsgrad nicht von der Kristallgröße abhängt. Die Form ist rundlich oval, zum Teil auch langgestreckt oval. Eine direkte Beziehung zwischen Größe und Form kann nicht immer beobachtet werden. Die Farbe ist meist grau, bei Verunreinigung durch verwitterten Pyrit oder bei erhöhtem Gehalt an organischer Substanz auch braunschwarz.

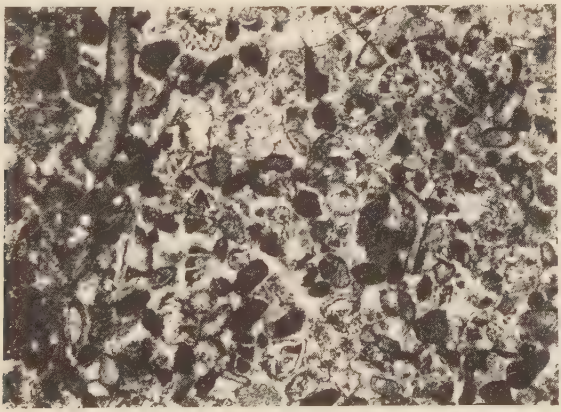


Abb. 4 Pellets entstehen zum Teil durch Meeresinvertebraten, zum Teil durch Mikritisierung von Organismenschalen.
Vergrößerung 40 x, Dünnschliff B_1
(SW Kuh-e Seyah)

Der Umriß der Pellets gegen die Grundmasse ist mehr oder minder scharf. Verunreinigungen (z.B. bei Pyritgehalt) treten bei Pellets deutlich hervor. Überwiegend zeigen Pellets keine inneren Strukturen. Aus dieser Strukturlosigkeit ergibt sich nach CAROZZI (1960, S. 236) eine relativ gute Erhaltungsfähigkeit.
Eine unvollständige Dolomitisierung ist bei Pellets fest-

zustellen, jedoch nur in Schichten, wo einzelne Dolomitkristalle oder Flecken auftreten.
Eine Umkristallisation wird meistens bei größeren Exemplaren festgestellt.

3.3.3 Auftreten im Untersuchungsgebiet

Neben den bioklastischen Komponenten, die größten Teils die Kalksteine der Tarbur-Formation aufbauen, spielen Pellets im Aufbau dieser Kalksteine eine gewisse Rolle. Die Verteilung ist von Schicht zu Schicht verschieden. In einigen Schichten sind kleine Exemplare fast gleichmäßig verteilt, besonders dort, wo Kotpillen nestweise auftreten. Sie wurden nirgends in konzentrierter Form beobachtet, sondern nur ungleichmäßig verteilt.
Die Grundmasse, in die sie eingebettet sind, variiert zwischen Mikrosparit bis Sparit.

3.3.4 Diskussion und Deutung

Für die Ausbildung und das Auftreten der Pellets können alle vorher genannten, verschiedenen Prozesse - außer Algenpellets - in Frage kommen. Es ist schwierig, die Entstehung der Pellets einer der erwähnten Prozesse zuzuordnen. Aufgrund der verschiedenen Eigenschaften der Pellets, die nicht immer scharf von einander trennbar sind, können zwei Gruppen unterschieden werden:

a) Pellets, die Kristallgrößen zwischen 1 - 4 µm aufweisen und deren Größe meist unter oder um 60 µm liegt und keiner Umkristallisation unterworfen worden sind. Sie sind zum Teil pigmentiert, zum Teil fehlen Pigmente oder die Pigmentierung ist sehr schwach.
b) Pellets, die Kristallgrößen zwischen 1 und 20 µm aufweisen, oft Pigmentierung zeigen und scharfe bis diffuse Umrisse besitzen, die gegen Umkristallisation keinen Widerstand leisten können.

Eine fäkale Entstehung der Pellets trifft für die erste Gruppe am ehesten zu, da diese Pellets im allgemeinen gut sortiert vorliegen und auch gute Rundung und Sphärizität auf-

weisen. Denn anorganische Körner können nicht ohne längeren Transport einen derartig guten Sortierungsgrad erreichen, wie er bei den primärabgerundeten "fecalpellets" möglich ist. Gegen eine lange Transportzeit der Pellets spricht auch das Fehlen jedes Anzeichens von Ooidbildung. Im Sinne der Vorstellung von CAROZZI (1960) würde dies bedeuten, daß die lokale Wellenbegrenzung für einen Transport der Pellets schwach war.
Bemerkenswert ist die Kristallgröße innerhalb des FOLK-ischen Mikritbereichs, die nicht den Wert 4 µm überschreitet. Es mußte mit einem erhöhten Gehalt an organischer Substanz gerechnet werden, der eine Kristallvergröberung verhinderte.

Ein anderer Teil der Pellets dieser Gruppe konnte durch Mikritisierung von Bioklasten entstehen. Dieser Vorgang ist auf die Tätigkeit aller bohrenden Organismen zurückzuführen. Durch die Oberflächenzerstörung wurden die Hartteile der Organismen gegen Abration wenig widerstandsfähig und führten verhältnismäßig schnell zu runden und ovalen Formen.

Die Erkennung einiger Pellets ist durch völlige Umkristallisation erschwert. Dabei sind sie von einem verhältnismäßig dünnen Mikritsaum umhüllt.
Im allgemeinen unterlagen Pellets selten einem längeren Transport. Meist wurden sie offenbar am Entstehungsort sedimentiert.

3.4 Kotpillen

In verschiedenen Bänken der Kalksteine der Tarbur-Formation treten sehr gut gerundete Körperchen auf, die aus feinkristallinem Kalzit aufgebaut sind.
Sie zeigen eine einheitliche Größe und Form, deren häufigster Durchmesser bei 540 µm liegt. Nur ein Exemplar mit einer Größe von 1,2 mm wurde beobachtet (Dünnschliff D_{22}). Diese Gebilde bestehen hauptsächlich aus Mikrit. Die Farbe ist grau bis schmutzig grau, durch Limonitverunreinigungen kann auch eine braune Auffärbung entstehen. In ihrem Inneren befinden sich Schalenbruchstücke oder selten Quarzsilte. Sie treten gruppenweise in drei Bänken der Tarbur-Formation zum Teil dicht nebeneinander auf. Ansonsten sind sie auch vereinzelt in einigen anderen Schichten verteilt. Je nach der Kristallausbildung der Grundmasse zeigen sie scharfe bis undeutliche Umrisse.
Je weiter sie auseinander liegen und je größer und klarer die trennenden Kristalle der Grundmasse sind, desto deutlicher sind ihre Umrisse. Wo sie sich gegenseitig berühren zeigen die Berührungspunkte Druckstellen. Sie scheinen oft mit der Grundmasse oder miteinander zu verschmelzen. Gegen die sparitische Grundmasse zeigen ihre Umrisse meist eine Kristallvergröberung. Nach der Form, Größe, Färbung und Verbandverhältnisse handelt es sich hier offensichtlich um Kotpillen (Abb. 5). Da die Kotpillen bei der Entstehung weich waren, verschmelzen sie meistens schon wenige Fuß unter der Sedimentoberfläche wieder zu strukturlosen Kalkschlämmen (GINSBURG 1957).
Das Vorkommen von Kotpillen in einigen Schichten mit Transporttextur kann dadurch erklärt werden, daß sie mitunter eine Festigkeit besaßen, die groß genug war, sie während eines kurzen Transportweges vor Zerstörung zu bewahren. Mit Organismenschalen gespickte und zum Teil verformte Kotpillen beweisen, daß sie auch eine gewisse Plastisität besaßen. Für die primären, weichen Partikel ist also eine sekundäre Härtung nötig, um sie vor Auflösung beim Absetzen oder Transport zu schützen. Diese sekundäre Erhärtung ge-

schieht durch interne Kalkfällung (PURDY 1963, S. 480). Für die Plastisität sorgt möglicherweise der Gehalt an organischer Substanz.
MAYER (1958, S. 315) glaubt, die Kotpillen können erhalten bleiben, wenn sie unter dem Schutz der Organismenschalen stehen, jedoch außerhalb werden sie zerstört. In den Kalksteinen der Tarbur-Formation konnten solche Beobachtungen nicht gemacht werden.
SCHÄFER (1962) meint, je besser aber die Kotformen der einzelnen Tierarten bekannt wurden, desto mehr wuchs auch die Einsicht, daß die ausgeschiedenen Kote nicht artspezifisch, ja nicht einmal bezeichnend für höhere Einheiten sind.

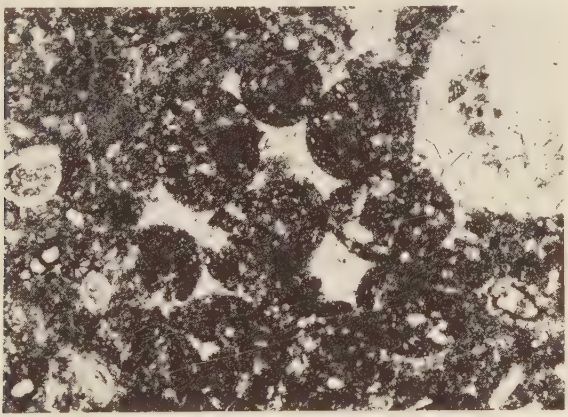


Abb. 5 Kotpillen: Sie sind ineinandergepreßt
Vergrößerung 40 x, Dünnschliff D_{17}
(Bei dem Dorf "Tarbur")

3.5 Intraklasten

3.5.1 Allgemeines

FOLK (1962, S. 63) bezeichnet Intraklasten als Kalkschlamm-Fragmente, die parasedimentär in gering verfestigten Zustand am Meeresboden aufgearbeitet und ohne besonderen Transport wieder resedimentiert worden sind. Sie besitzen die Größe von feinem Sand bis Kies oder Geröll. Im allgemeinen sind sie sehr gut gerundet oder scheibenförmig.
ILLING (1954) stellte die "grapestones" - Aggregate aus Karbonatkörner - wie sie auf den Bahamas vorkommen (von BAEL's "Bahamite" genannt) zu den Intraklasten.
FOLK dagegen möchte Intraklasten und Bahamite begrifflich nicht gleichsetzen, da Bahamite ein genetischer Begriff ist, aber Intraklasten ein beschreibender.
Extraklasten, d.h. aufgearbeitete Bruckstücke der älteren Gesteine, wurden in den untersuchten Kalken der Tarbur-Formation nicht beobachtet.
Intraklasten, die ausschließlich aus Mikrit aufgebaut sind, ovale bis runde Form aufweisen und einer gewissen Umkristallisation unterworfen sind, können von Pellets unterschieden werden, wenn sie genügend groß sind.

3.5.2 Auftreten im Untersuchungsgebiet

Intraklasten treten hinter den bisher diskutierten Bestandteilen in den Tarbur-Kalken stark zurück und beschränken sich auf drei Horizonte, wobei sie in manchen Schichten vereinzelt neben Pellets vorhanden sind.
In Schichten, in denen Intraklasten den gleichen Durchmesser wie Pellets aufweisen, ist eine Trennung dieser beiden Sedimentbestandteile nicht möglich.

3.5.3 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

FOLK (1962, S. 64) setzt für die Erkennung der Intraklasten einen minimalen Durchmesser von 0,2 mm an, doch wird eine maximale Grenze nach oben von ihm nicht vorgeschlagen. Intraklasten bestehen meist aus allochmen Mikrit

(Abb. 6). Das bedeutet, daß die Intraklasten während des Erosionsvorganges eine gewisse Plastisität besaßen. Dies stimmt überein mit der Beobachtung von FOLK (1962, S. 63), daß Intraklasten im allgemeinen aus schwachverfestigten Karbonatausfällungen entstanden sind.

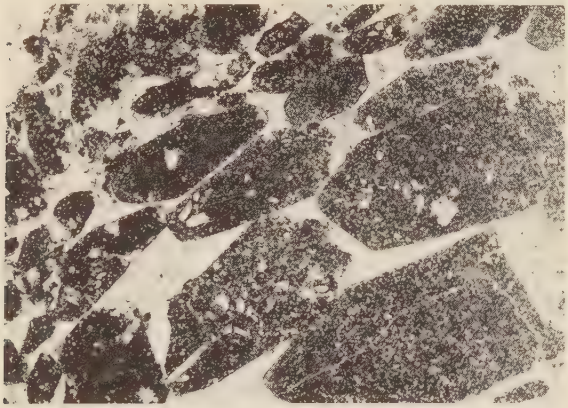


Abb. 6 Intraklasten, gespickt mit kleinen Schalenbruchstücken
Vergrößerung 40 x, Dünnschliff D_{14}
(Bei dem Dorf "Tarbur")

Nur selten findet man Intraklasten aus Pelmikrit. Ab und zu zeigen die Intraklasten am Kontakt zu sparitischen Zement krümelige Struktur. Dies ist so zu erklären, daß Intraklasten während des kurzen Transports auseinander drifften und die Fugen später durch Zement ausgefüllt worden sind.
Die Farbe ist grau bis schmutziggrau, vereinzelt gelblich. Im Handstück sind sie wegen ihres dunklen Erscheinungsbildes ihrer spezifischen Größe gut erkennbar. Sie sind meist dicht nebeneinander oder wirr bis geordnet, selten dachziegelartig gelagert. Die Grenze zwischen benachbarten Partikeln ist oft durch Eisenhydroxid verunreinigt. Die

Größe der Intraklasten variiert zwischen 400 µm bis 1 cm, wobei die häufigsten Werte unter dem mm-Bereich liegen. Sie zeigen gegenüber Pellets sehr schlechte Sortierung.

Die Form ist meist von der Größe abhängig. Je kleiner sie sind, um so mehr sind sie oval oder rund, je größer sie sind, desto häufiger sind sie langgestreckt mit gerundeten Kanten.

Die Grenze der Intraklasten gegen die Grundmasse ist scharf. Besonders auffällig ist das Vorkommen von Organismen-Schalenbruchstücken innerhalb der Intraklasten. Die Bruchstücke zeigen ebenso gerundete Kanten wie die Intraklasten selbst.

Zum Schluß kann wegen der teilweise auch nur geringen Rundung einiger Intraklasten festgestellt werden, daß an diesen Horizonten auch eine Resedimentation ohne besondere Verfrachtung vor sich ging.

3.6 Mikrospärit

In den Dünnschliffen A_{11}, A_{12}, A_{16}, B_{11} und D_{18} wurden vereinzelt winzige Kalzitkügelchen mit einem Durchmesser zwischen 20 bis 80 um beobachtet. Sie liegen stets in mikrosparitischer Grundmasse, kaum in reinem spätigem Kalkzement. Die Querschnitte im Dünnschliff sind immer exakt kreisrund und bestehen aus einheitlichen, klaren Kalzitkristallen, die mit einem Mikritsaum besetzt sind (Abb. 7).

Der Mikritsaum ist zum Teil kräftig braun mit einer Breite von 1 - 2 um. Zum Teil hellgrau mit einer Breite über 4 um ausgebildet. Beim gekreuzten Nicols zeigen sie gerade Auslöschung. Jedoch kommen in Dünnschliff A_{12} und D_{18} solche mit undolöser Auslöschung vor.
Es wurden keine Abweichungen von diesem Bauschema gefunden. Wahrscheinlich sind diese kugeligen Körperchen biogen Gebilde.

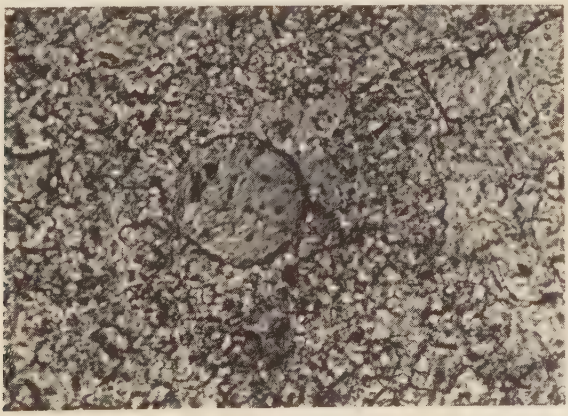


Abb. 7 Kalzitischer Mikrosphärit in einer mikrosparitischen Grundmasse. Vergrößerung 560 x, Dünnschliff A_{12} (Kuh-e Seyah)

3.7. Mikritsaum

Häufig sind die Organismenhartteile randlich in Mikrit umgewandelt. Die Bildung solcher Mikritsäume bei der Diagenese von Kalksteinen erklärt BATHURST zit. Bachmann (1971, S.40) wie folgt:
Ist keine früherhärtende Matrix vorhanden, so erhalten in vielen Kalksteinen vor allem sie die Umrisse der Hohlräume, die bei der Auflösung aragonitischer Schalen entstehen. In der Tarbur-Formation gaben die Mikritsäume den Hohlräumen nur selten einen zusätzlichen Schutz, denn alle diese Hohlräume blieben von der Mikritisierung durch frühe Zementation erhalten.
Die Untersuchungen an rezenten Karbonatsedimenten zeigen, daß die Mikritisierung am Meeresboden stattfindet und auf Tätigkeit von Blaugrünalgen zurückzuführen ist, durch die entstandene dünne Kanäle später mit feinem Kalkschlamm ausgefüllt werden.

3.7.1 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Die Bildungsweise der Mikritsäume läßt sich an folgenden Vorgängen erkennen:

a) Auf der Oberfläche vieler Organismenschalen treten seichte Vertiefungen von 10 - 80 um auf, die häufig einzeln und ab und zu zahlreich vorkommen. Sie sind mit Mikrit gefüllt. Die Mikritkristallgrößen in diesen Vertiefungen liegen um 4 um.
b) Unmittelbar an den Schalenrändern kommen Furchen vor, die rund bis länglich sind und aus Mikrit bestehen. Sie besitzen eine Länge von 40 - 150 um und sind 30 - 90 um breit. Wenn sie dicht nebeneinander stehen, dann kommt es zur Bildung eines Mikritsaums.
c) Senkrecht zur Oberfläche stehen mikritische Gänge mit einer Breite von 10 - 50 um und Länge von 100 um bis einige mm. Sie können ab und zu die ganze Schale durchsetzen und sie zu zwei oder mehreren Hälften zerteilen und sich dabei zu einem Mikritsaum entwickeln.

Diese verschiedenen Ausbildungen von mikritischen Säumen treten zum Teil getrennt und zum Teil nebeneinander auf. Durch das flächenmäßige Vorkommen von Grünalgen (Dasycladacceen) wird der Mikritisierungsvorgang auf die Tätigkeit von Algen zurückgeführt (Abb. 8).
Diese Algen treten unter einer Wassertiefe von 10 m nicht auf. Das bedeutet, daß die Ausfällung des Tarbur-Kalkes in diesen Bänken im Bereich der genannten Wassertiefe erfolgte. In anderen Kalkschichten, in welchen die Algen ganz fehlen, müßte eine Mikritisierung durch andere Mikroorganismen angenommen werden.

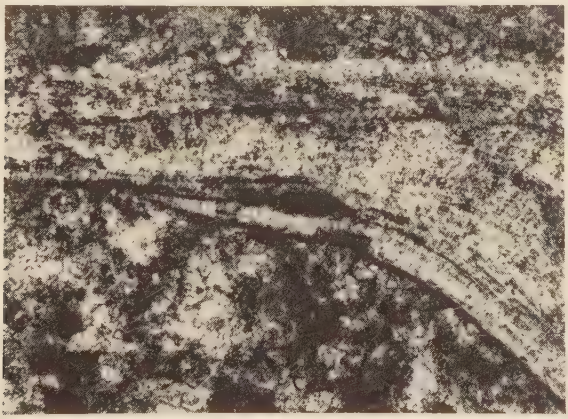


Abb. 8 Bildung des Mikritsaumes auf einer Muschelschale durch eine Alge.
Vergrößerung 87 x, Dünnschliff D_{13}
(Bei dem Dorf "Tarbur")

In den Dünnschliffen B_3 und B_4 wurden keine mikritischen Säume beobachtet. Die Untersuchungen an rezenten Karbonatsedimenten zeigen, daß bohrende Algen nicht unter Wassertiefen von 20 m lebensfähig sind. Das Fehlen von Mikritsäumen in diesen Dünnschliffen weist daher auf einen tieferen Wasserbereich hin.
Oft sind die Fossilienreste von einer dicken Mikrithülle umgeben. Es handelt sich hier um eine Verkrustung von

Schalen, die nichts mit Mikritsaum zu tun haben. Diese kann man am besten an primären kalzitischen Schalenstrukturen beobachten, die von oberflächlicher Zerstörung verschont blieben. Die Hüllen sind nicht um die ganzen Partikel herum gleichmäßig entwickelt. Sie können an einer Stelle stärker ausgebildet sein, an anderen Stellen fehlen.

3.8 Bohrspuren

3.8.1 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Neben dem Mikritsaum sind noch weitere Spuren von bohrenden Organismen in fast allen Kalksteinen der Tarbur-Formation vorhanden. Diese Spuren treten als Bohrgänge und Bohrkammern entweder nebeneinander oder getrennt auf.
Die Bohrgänge sind sowohl am Rande als auch inmitten der Schalen, im sparitischen Zement und in Intraklasten vorhanden. Oft erscheint jeder Bohrgang vom anderen isoliert zu sein. Die Bohrgänge sind rund bis länglich. Die Länglichen erreichen meist nicht das Zentrum der Schalen oder die sparitische Zementmitte. Sie sind sowohl mit Mikrit als auch mit Kalkspat ausgefüllt. Dies bedeutet, daß die Bohrgänge nicht direkt nach der Sedimentation entstanden sind, sondern auch während der Diagenese.
Einige runde Bohrgänge mit einem Durchmesser von etwa 100 µm liegen wie ein Kreis mit gleichmäßigen Abständen in Kalzitzement nebeneinander (Dünnschliff A_8). Sie können auch wie im Dünnschliff A_{14} als kleine Zylinder hintereinander wiederum mit gleichmäßigen Abständen in grobspätigem Zement auftreten.
Die Bohrkammern treten häufig in hartem Substrat auf und stehen immer mit ihrer Umgebung durch einen Kanal in Verbindung. Die Kammern können rund bis pilzförmig aussehen (Abb. 9). Sie sind mit Mikrit und gelegentlich auch mit kleinen Bruchstücken von Schalen ausgefüllt. Zu beweisen, welche Art von Organismen solche verhältnismäßig große Gänge und Kammern bauen, ist schwierig.

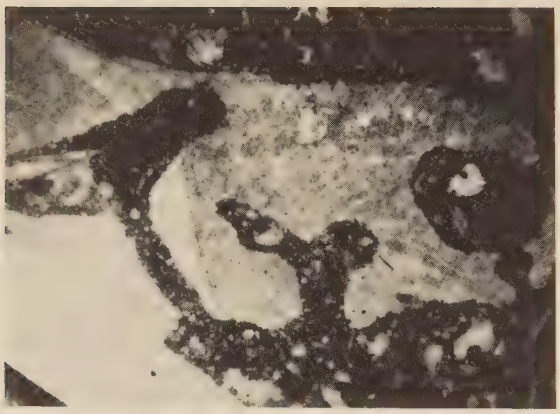


Abb. 9 Bohrgang und Bohrkammer an einer Muschelschale. Die Bohrkammern sind pilzförmig ausgebildet.
Vergrößerung 14 x, Dünnschliff A_7
(Kuh-e Mayanjangal, NW-Flanke)

3.9 Dolomitisierung

3.9.1 Allgemeines

Unter dem Begriff der Dolomitisierung werden alle Vorgänge verstanden, durch die es zu Bildung von Dolomit kommt. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) kann man frühdiagnetischen Dolomit von spätdiagnetischen Dolomit unterscheiden. Ersterer hat eine Kristallgröße von 10 - 20 µm und entsteht im allgemeinen vor der Verfestigung des Gesteins aus Aragonit infolge Eindunstung bei erhöhtem Mg/Ca-Verhältnis. Der andere hat eine Kristallgröße über 20 µm und entsteht erst in verfestigtem Sediment. Weitere Unterscheidungsmerkmale sind typische Fossilien, Eisen-Gehalt und paläogeographische Verhältnisse. (siehe FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 376).
Die Verwechslung früh- und spätdiagenetischer Dolomite kann zu einer falschen Einschätzung der faziellen und paläogeographischen Beziehung führen.
Die Dolomitisierung greift in den Kalksteinen der Tarbur-Formation nicht überall gleichmäßig an, sondern beschränkt sich in jeder der Probenahme-Schicht auf ein bis drei Kalkbänke. (Dünnschliffe A_1, A_2, A_3, B_5, B_{16}, D_8)

3.9.2 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Die Dolomitkristalle liegen verstreut und unregelmäßig verteilt in kalzitischer Grundmasse und in sparitischen Zement. Die Größe der Kristalle schwankt zwischen 30 - 270 µm, größere Kristalle sind sehr selten.
Die Form ist hypidiomorph bis idiomorph.
Zonargebaute Kristalle, die im Kern Kalzit enthalten, werden nicht beobachtet.
Aufgrund der Verunreinigungen lassen sich zwei Gruppen von Dolomitkristallen unterscheiden. Die erste Gruppe enthält viel Pigmente, die einen Durchmesser von 5 - 20 µm und vereinzelt darüber haben und hexagonale bis runde Form zeigen. Die Pigmente sind oft opak oder zeigen etwas rote Färbung. Es handelt sich hier um Pyrit, der in einzelne Dolomitkri-

stalle eingeschlossen ist. Die Verwitterung der Pigmente bewirkt an der Kristalloberfläche ein verschmutztes Aussehen.
Bei Abnahme der Pigmente erkennt man andere fremde Einschlüsse, die unoroentiert und verstreut in Dolomitkristallen vorhanden sind. Diese sind die Relikte von Kalzit.

In wenigen sehr dünnen, kleinen Gängen liegen die Dolomitkristalle fast kettenartig hintereinander und durchziehen den ganzen Gang. In diesen Gängen zeigen vereinzelt die Dolomitkristalle undulöse Auslöschung. Die undulöse Auslöschung kann nicht durch tektonische Beanspruchung, die für dieses Verhalten der Kristalle verantwortlich gemacht werden könnte, zurückzuführen sein. Da umgebende Kalzitkristalle normal auslöschen, muß der Grund für diese Erscheinung auf sehr schnelles Wachstum der Kristalle zurückgeführt werden.
Die Organismenschalen scheinen gegen Dolomitisierung widerstandsfähiger zu sein, denn die einzelnen Kristalle sammeln sich am Rande der Schalen.
Ab und zu dringt die Spitze eines Rhomboeders in andere Dolomitkristalle ein, wo durch die Ausbildung der idiomorphen Form von Nachbarkristallen verändert wird.
Bei der zweiten Gruppe fehlen die Pigmente ganz, oder sie sind selten vereinzelt vorhanden. Sie enthalten ebenfalls wie die erste Gruppe Einschlüsse von fremden Kristallen. Nach genauen Beobachten findet man in diesen Dolomitkristallen neben Kalzit auch einschlußfreien authigenen Quarz mit einer Länge von 15 µm und einer Breite von 10 µm, daß beim gekreuzten Nicols nicht mit Dolomitkristall gleichzeitig auslöscht. Damit ist eindeutig, daß die Kristalle zu einem unterschiedlichen Zeitpunkt entstanden sind. Die beiden Dolomitkristallgruppen zeigen immer Pleocroismus. Besonders starke Pleocroismus haben die pigmentierten Kristalle. Die Entstehung der Dolomitkristalle in Kalksteinen der Tarbur-Formation kann man als Spätdiagenese durch Reaktion von Kalken mit zirkulierenden Porenlösungen auffassen, denn das Auftreten der Dolomite im sparitischen Zement und

Neomorphenkristallen geben Hinweise auf die spätdiagenetische Entstehung. Außerdem, Einschlüsse von autogenem Quarz in Dolomit beweisen, daß das Gestein weitgehend verfestigt war, als Dolomitisierung stattfand.

3.10 Dolomitflecken

Selbständig oder gemeinsam mit Dolomitkristallen treten in den Dünnschliffen A_1, A_2 und D_8 Dolomitflecken auf. Sie machen sich im Handstück durch ihre Größe und bräunliche bis gelbe Verwitterungsfarbe bemerkbar. Die Form ist unterschiedlich: rundlich, länglich oval und manchmal schlierig. Die Größe variiert zwischen 1 - 7 mm.
Der Mineralbestand der Flecken setzt sich in der Hauptsache aus Dolomitkristallen zusammen. Wegen unterschiedlicher Ausbildungsgeschwindigkeit und dichter Packung zeigen die einzelnen Kristalle innerhalb der Flecken oft keine idiomorphe Form. Die Größe dieser Kristalle beträgt zwischen 30 - 300 µm. Die Flecken sind meistens frei von Pigmenten. (Abb. 10)
Während sie Reste von Kalzit, gelegentlich Quarz enthalten. Die Relikte von Kalzit liegen an der Grenze benachbarter Dolomitkristalle der Flecken.

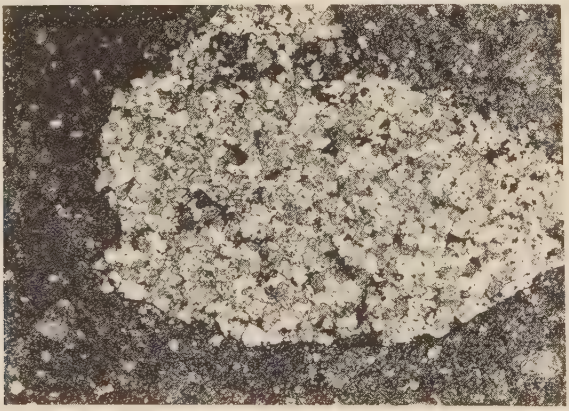


Abb. 10 Dolomitfleck in mikrosparitischer Grundmasse. Die Relikte von Kalzit (schwarz) liegen an der Grenze zu benachbarten einzelnen Dolomitkristallen.
Vergrößerung 40 x, Dünnschliff A_2
(Kuh-e Manjanjangal, NW-Flanke)

Die Flecken sind unregelmäßig verstreut, entweder in kalzitischer Grundmasse oder in sparitischen Zement verteilt. Alle Organismen-Hartteile sind fleckenfrei. Hier zeigt sich auch, daß die kalzitischen Schalen gegen Dolomitflekken widerstandsfähig sind. Die Dolomitflecken setzen sich nicht aus einheitlichen, einzelnen Dolomitkristallen zusammen, sondern entstehen durch Konzentration der einzelnen Dolomitkristalle. Die Fleckenbildung wird als Ersatz des Kalkes von "Wurmbauten" und "Algen" beschrieben. (BEALES 1953, S. 2286)

Im Untersuchungsgebiet sind keinerlei Anzeichen für die Entstehung der Flecken durch Organismenschalen gefunden worden.

Aus der Form und Verteilung der Flecken kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß es sich hier um spätdiagnetische Dolomitflecken handelt. Wäre das Sediment noch weich gewesen, käme es kaum zu einer Fleckenbildung. In diesem Falle müßten dann die Dolomitkristalle mehr oder weniger gleichmäßig im Kalk verteilt sein.

3.11 Rekalzitisierung von Dolomit

3.11.1 Allgemeines

Unter Rekalzitisierung versteht man eine chemische Verringerung des Dolomitanteils durch Kalzit.
MORLOT (1947) bezeichnete die Verdrängung von Dolomit durch Kalzit als "Dedolomitisierung" und SANDER (1950) als "Metasomatische Kalkspatisation".
TATARSIJ cit CHILINGAR (1956) stellt fest, daß die Rekalzitisierung auf oberflächennahe Bereiche beschränkt sein kann.

Für die Kalksteine der Tarbur-Formation traf diese Feststellung zum Teil zu, weil sich öfter Rekalzitisierung an nicht frischen, sondern angewitterten Proben fand. Andererseits konnte Rekalzitisierung aber auch in tieferen Bereichen der Kalksteinbänke beobachtet werden, die auf tiefe Porenlösung zurückgeführt werden konnte.

3.11.2 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Die Rekalzitisierung beschränkt sich auf die Dünnschliffe A_3, A_9, B_2, B_8, B_{18}, D_{19} und D_{20}.
In Dünnschliff A_3 sind sehr geringe Teile der einzelnen Dolomitkristalle von der Rekalzitisierung betroffen, welche im Kern unregelmäßig verstreute Pyrite enthalten und in Mikrosparitischer Grundmasse liegen.
Oft wird in Publikationen die Meinung vertreten, daß die Dedolomitisierung im Dolomitkern beginnt und von dort zentrifugal nach außen fortschreitet oder daß Zentimeter große Kalzitkristalle entstehen, die mit Dolomitrelikten gespickt sind. Solche Rekalzitisierung fand sich in keinen von den o.a. sieben Dünnschliffen.
Im Dünnschliff A_3 beginnt der Angriff des Kalzits vom Rande der Dolomitkristalle her und schreitet nach Innen hin. Gleichzeitig wandeln sich die Pyrite durch Verwitterung in Limonit um, der an seiner roten bis rotbraunen Farbe zu erkennen ist. Der Angriff erfolgte nicht immer allseitig

gleichmäßig, sondern nur selten.
In diesem Fall bildet sich eine dünne Hülle von Kalzit um Dolomit von einer Breite zwischen 10 - 20 µm. So bleibt eine randliche Pyseudomorphose von Kalzit nach Dolomit erhalten. Eine restlose Rekalzitisierung wurde hier nicht beobachtet. Die Beobachtung, daß Rekalzitisierung vom Rande des Dolomits beginnt, wird so interpretiert, daß sich die Pyrite gleichzeitig in Limonit umwandeln und dabei einen Rekalzitisierungsvorgang vom Kern nach Außen hin verhindern. Diese Art der Rekalzitisierung entspricht der Feststellung von TATARIJS für oberflächennahe Bereiche. Wegen einigen dünnen kalzitischen Hüllen um Dolomit muß angenommen werden, daß sich die Rekalzitisierung im frühen Stadium befindet.
In Dünnschliff B_8 fanden sich drei rhomboedrische Kristalle von Kalzit mit einer einheitlichen Größe von etwa 70 µm. Sie sind Einschlußfrei und haben glasklare Farbe wie ihre umgebenden Kristalle. Deswegen heben sie sich von ihrer Umgebung sehr schlecht ab. Sie liegen in kalzitischen Zement, wobei jeder größere Zementkristall ein Rhomboeder als Einschluß enthält. Bei gekreuzten Nicols löschen sie nicht gleichzeitig mit dem Kalzitzement aus. Das bedeutet, daß der zeitliche Ablauf unterschiedlich erfolgte.
In Dünnschliff D_{19}, D_{20} und B_{18} sind alle ehemals vorhandenen Dolomitkristalle restlos in Kalzit umgewandelt. Die Kristallgrößen betragen zwischen 80 - 700 µm. Die Kristalle sind ebenfalls einschlußfrei und haben milchglasige Farbe. Es liegt meistens Pyseudomorphose von Dolomit nach Kalzit vor. Die Kalzitkristalle liegen nicht mehr als Rhomboeder-Einkristalle, sondern immer als Pflaster aus Körnern von 30 - 150 µm vor. Sie heben sich sehr gut von umgebenden neomorphen Kristallen, in die sie eingebettet sind ab, weil diese dunkler gefärbt sind als Kalzitrhomboeder (Abb. 11).

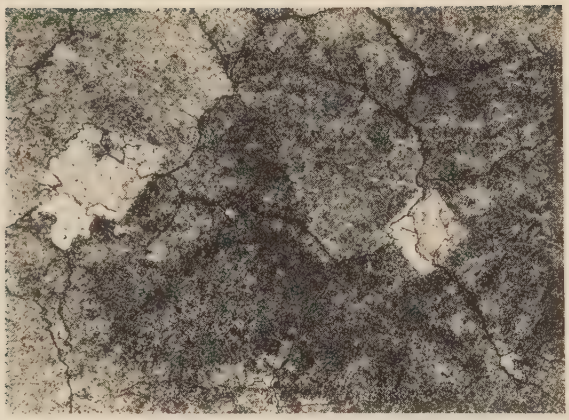


Abb. 11 Rekalzitisierte Dolomitrhomboeder (weiß) in neomorphen Kalzit-Kristallen. Vergrößerung 40 x, Dünnschliff D_{19} (Bei dem Dorf "Tarbur")

Eine Verdrängung von neomorphen Kristallen gegen pseudomorphose Kalzitkristalle wurde nicht beobachtet. BAUSCH (1965) beobachtete in fränkischen Malmkalken die Entstehung der Pseudomorphose von Kalzit nach Dolomit und Ausfüllung dieser Hohlräume mit Kalzit. Eine selektive Auflösung von Dolomit wurde in den Dünnschliffen B_2 und A_9 festgestellt. In den Dünnschliffen D_{19}, D_{20} und B_{18} entstanden möglicherweise diese Kristalle ähnlich wie BAUSCH es beobachtete.

3.12 Authigene Quarze

3.12.1 Allgemeines

Häufig werden in den Sedimentgesteinen auftretende idiomorphe Quarze als "doppelterminierte, authigene Quarze", gelegentlich auch als "Quarz-Rhomboeder" beschrieben.
GRIMM (1964) bringt das Auftreten des idiomorphen Quarzes in Verbindung mit einer salinarbeeinflußten Sedimentation, während der Diagenese. Nach DEGENS (1968) kommen als Kieselsäurelieferanten die Porenwässer in Betracht, die im allgemeinen einen SiO_2-Gehalt von 100 PPm aufweisen.
Bei genauer Beobachtung werden fast in jedem Dünnschliff einige wenige, meist idiomorphe Quarzkristalle gefunden. Der Umriß der Kristalle ist gerade oder ab und zu gezackt.

3.12.2 Ausbildung im Untersuchungsgebiet

Die Quarzkristalle treten in zwei unterschiedlichen Typen auf:

Typ 1 Länge 150 - 720 µm
Breite 30 - 400 µm

Sie liegen oft auf Organismenschalen, dagegen sind sie selten in der Grundmasse vorhanden (Abb. 12).
Alle Kristalle enthalten Einschlüsse von Kalzit, wenige Anhydrit und Dolomit. Außerordentlich zahlreich sind die Kalzit-Einschlüsse, deren Verteilung in den Quarzen sehr unregelmäßig sind. Außerdem liegen die größten Teile der Einschlüsse unorientiert im Quarz vor. Je größer die Kristalle sind, desto häufiger sind auch die Anteile der Einschlüsse. Diese Quarze, die beim Wachstum Fremdmaterial nicht mechanisch verdrängen konnten, zeigen Einbuchtungen an der Kristalloberfläche, welche Anlösungen vortäuschen.
Die Lichtbrechung der Einschlüsse ist in allen Fällen höher als die des Quarzes. Es ist eindeutig, daß die Einschlüsse von Kalzit und Dolomit im Quarz Relikte von benachbarten Kristallen sind, die nicht völlig verdrängt wurden. Wie weit hier die Anhydrit-Einschlüsse als echte Relikte im Quarz vorliegen, ist unklar. Es kann angenommen werden, daß

neben dem Quarz gleichzeitig zeitweise ein Sulfat entstand, welches als Einschluß im Quarz erhalten geblieben ist.

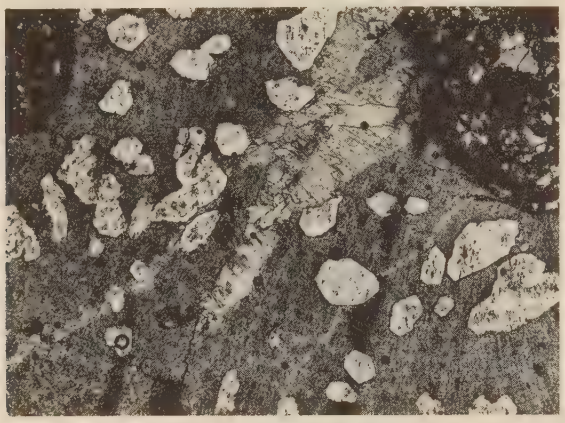


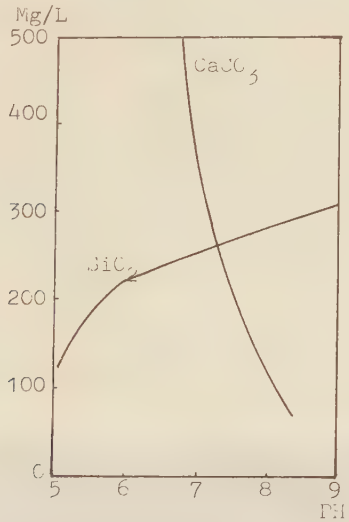
Abb. 12 Authigene Quarze mit zahlreichen Einschlüssen auf einer Muschelschale. Die Verdrängung der Quarze durch Kalzit ist durch dünne Hüllen (gefärbt mit Alizarin) um einzelne Quarze zu erkennen. Vergrößerung 30 x, Dünnschliff A_5 (Kuh-e Mayanjangal, NW-Flanke)

Typ 2 Länge 30 - 90 µm
Breite 10 - 50 µm

Diese Quarzkristalle befinden sich meist in mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse. Sie sind überwiegend Einschlußfrei und zeigen manchmal hexagonale Prismen, die auch gelegentlich doppelseitig von Rhomboedern begrenzt werden können und sehr selten vorkommen. Die Kristalle sind fast glasklar, bei gekreuzten Nicols zeigen sie gerade Auslösung und die graue Farbe erster Ordnung.
Das Verhältnis L : B beträgt bei allen Exemplaren ungefär 2 : 1 und 3 : 1. Nach GRIMM (1962, S. 883) entspricht dieses Verhältnis etwa dem der Quarze salinarer Entstehung. Es ist

nicht selten, daß neugebildeter Quarz durch benachbarte Minerale verdrängt wird. Der Angriff beginnt meist allseitig ungleichmäßig, selten von einer Stelle. In letzterem Fall rückt er manchmal sogar bis zum Kern vor, dabei kommt es zu einem breiten, keilförmigen Gebilde.

Ein anschauliches Bild über die salinare Entstehung und Verdrängung des authigenen Quarzes durch sein Nebengestein gibt Figur 1 von WAKER (1960, S. 150).



Figur 1 Löslichkeit von amorpher Kieselsäure und von Kalk in Wasser bei Änderung des p_H-Wertes (nach CORRENS, 1950)

3.13 Pyrit

Pyrit ist mehr oder weniger in der Mehrzahl der Dünnschliffe zu beobachten. Er besitzt runde, hexagonale, strukturlose und selten kubische Formen.
Die Farbe ist meist opak, selten rotbraun.
Die Größe der gut ausgebildeten Kristalle ist unterschiedlich und variiert zwischen 10 - 100 µm.
Die Verteilung ist unregelmäßig. Sie kann gruppenweise oder vereinzelt im Gestein zerstreut vorkommen.
Pyrit zeigt im Kalkstein der Tarbur-Formation verschiedene Ausbildungen:

a) Pyrit findet sich als kleine, winzige Kristalleinschlüsse in Organismenresten, oder sammelt sich auf den Grenzflächen zweier benachbarter Kristalle. An diesen Stellen zeigen die Pyritkristalle Ränder von rotbrauner Farbe.
b) Pyrit tritt ab und zu in neomorphen und Zementkristallen auf. Hier werden Teile von Kristallen durch Pyrit ersetzt. Besonders in Korallenästen, die mit Zementkristallen ausgefüllt sind, befinden sich gute aber auch mitunter schlecht ausgebildete Pyritkristalle (Abb. 13).
Das Auftreten des Pyrit im Zement kann mit diagenetischer Entstehung erklärt werden.

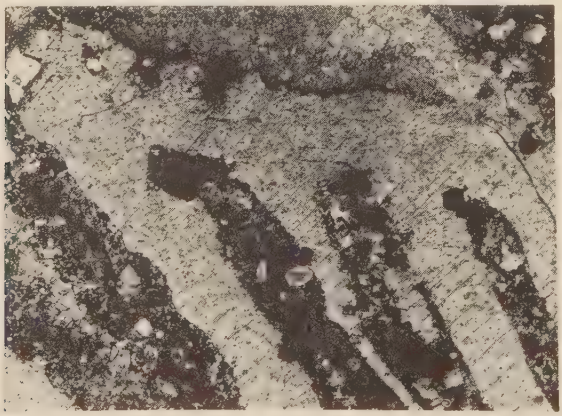


Abb. 13 Pyrit in einem sparitischen Zement. Die hexagonalen Pyritkristalle (schwarz) liegen dicht an Korallenästen. (SW Kuh-e Seyah) Vergrößerung 30 x, Dünnschliff B_{14}

c) Pyrit tritt in der Grundmasse als schlierig-lappige Gebilde oder auch als kleine runde Körner auf. Diese Körnchen sind zum Teil schnurartig oder ringförmig aneinandergereiht. Die Umrisse und auch Teile der Körnchen selbst, sind in Limonit umgewandelt, was durch braune Rinde und selten durch nadelige Formen zu erkennen ist.

d) Die Seiten einiger Klüfte, die die Grundmasse oder Organismenschalen durchsetzen, sind durch dünne Bänder von verwittertem Pyrit durchzogen.

e) Pyrit füllt in einigen wenigen Fällen die sekundär entstandenen kleinen Porenräume. Allerdings werden solche Poren nicht restlos von Pyrit ausgefüllt.

f) Durch völlige Verwitterung von Pyrit in der Grundmasse werden die umgebenden Kristalle schmutzig, gelblich braun bis bräunlich, so daß die Unterscheidung der einzelnen Bestandteile voneinander erschwert ist.

4. Erdölgeologische Parameter

4.1 Porosität

Der Porenraum der sedimentären Gesteine spielt in der Erdölgeologie eine wichtige Rolle. Gesteine mit hoher Porosität werden als Speichergesteine bezeichnet.
Die Porosität wird als das Verhältnis der Gesamtporenräume zum Gesamtvolumen eines Gesteinskörpers (in Prozent) definiert. Man unterscheidet hier die absolute Porosität und die Nutzporosität. Die erstere umfaßt sämtliche Porenräume, die Nutzporosität dagegen die Hohlräume, die von außen gefüllt oder entleert werden können.

4.1.1 Meßmethode

Es werden zur Porositätsbestimmung verschiedene Methoden angewandt:

a) BECKMANN Luftvergleichs-Pyknometer:
   Diese Methode ist ein schnelles Verfahren zur Ermittlung der Porosität.
   Die Untersuchungen mit diesem Gerät haben sich als ungeeignet für die Kalksteine der Tarbur-Formation gezeigt. Da die Poren einerseits sehr klein, andererseits gering an Zahl sind, erfolgte der Druckausgleich sehr langsam und die Gasadsorption führte an der inneren Oberfläche der Proben zu verfälschten Ergebnissen.
b) Tränkungs- bzw. Sättigungsmethode:
   Diese Methode hat sich für die Kalksteine der Tarbur-Formation gut bewährt. Dabei mußte natürlich viel Zeit an gewendet werden. Abb. 14 zeigt dieses Gerät für Porositätsmessung.

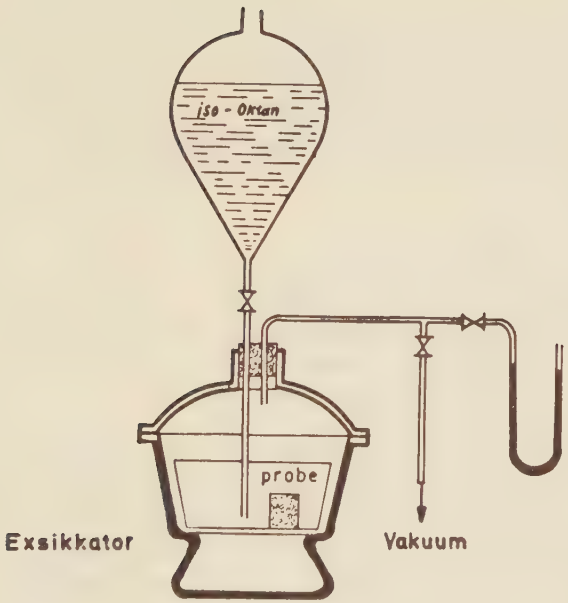


Abb.14 Tränkungsmethode zur Bestimmung der porosität

4.1.2 Durchführung der Messungen

Die Gesteinsproben wurden bei 100°C 24h im Trockenschrank getrocknet. Danach im Exsikkator solange stehen gelassen, bis die Temperatur der Proben die Raumtemperatur erreicht hatte. Nach Ermittlung des Trockengewichtes wurden die abgewogenen Proben in einem Becherglas mit Iso-Oktan vollständig bedeckt und diese in den Exsikkator gestellt, der mit einer Evakuirungspumpe und einem Manometer verbunden war. Dann wurde solange Luft aus dem Exsikkator evakuiert, bis keine Gasblasen mehr aus dem Probenkörper herausstiegen. Dabei zeigte des Manometer etwa 0,1 Torr. Die Auspumpung dauerte etwa 1 Stunde. Danach wurde das Gerät ausge-

schaltet und die Probe eine weitere Stunde mit Tränkungsmittel im evakuierten Exsikkator gelassen, um die eventuell noch vorhandene Luft im Probenkörper völlig durch Iso-Oktan zu ersetzen. Nun wurde das Becherglas aus dem Exsikkator genommen und solange stehengelassen, bis die Temperatur des Iso-Oktans die Raumtemperatur erreicht hatte. Dann wurde zur Berechnung des Feststoffvolumens (V_1) nach dem Auftriebverfahren gearbeitet und wie folgt berechnet:

$$V_1 = \frac{\gamma i}{G_1 - G_2} \qquad (1),$$

wobei

G_1 = das Gewicht der Probe in Luft

G_2 = das Gewicht der getränkten Probe in Iso-Oktan (= Auftrieb der getränkten Probe)

γi = spezifisches Gewicht des Iso-Oktan ist.

Anschließend wurde zur Ermittlung des Porenvolumens die Probe aus dem Becherglas herausgenommen und einige Sekunden in die Luft gehalten, bis auf der gesamten Oberfläche das Iso-Oktan verdunstet war und die Probe gerade noch feucht erschien. Dann wurde die Probe in das vorher gewogene Becherglas verschlossen. Aus der folgenden Formel wurde das Porenvolumen (V_2) berechnet:

$$V_2 = \frac{G_3 - G_1}{\gamma i} \qquad (2),$$

wobei

G_3 = das Gewicht der getränkten Probe (im verschlossenen Becherglas gemessen).

Aus den Gleichungen 1 und 2 wurde dann die Nutzporosität ermittelt.

Gesamtvolumen $V = V_1 + V_2$

Nutzporosität (%) $\Phi = \frac{V_1}{V} \cdot 100$

Die Ergebnisse der Meßwerte im Untersuchungsgebiet sind in der Tabelle I zusammengestellt.

4.1.3 Meßergebnisse

Tabelle I: Nutzporosität von Kalksteinen der Tarbur-Formation (Maastrich) aus der Fars-Provinz/Iran

Probe Nr.	Gebiet der entnommenen Probe	spez. Gewicht %	Nutzporosität %
A_1	Kuh-e Mayanjangal	2,54	2,00
A_2	NW-Flanke	2,58	2,50
A_3	"	2,57	3,00
A_4	"	2,63	1,80
A_5	"	2,62	3,70
A_6	"	2,65	2,20
A_7	"	2,66	1,50
A_8	"	2,63	1,50
A_9	"	2,60	1,20
A_{10}	"	2,60	0,90
A_{11}	"	2,55	1,00
A_{12}	"	2,61	0,90
A_{13}	"	2,64	4,60
A_{14}	"	2,62	0,90
A_{15}	"	2,56	1,20
A_{16}	"	2,58	3,80
A_{17}	"	2,65	1,00
A_{18}	"	2,62	0,90
A_{19}	"	2,60	2,60
A_{20}	"	2,57	3,00

Fortsetzung
Tabelle I:

Probe Nr.	Gebiet der entnommenen Probe	spez. Gewicht %	Nutzporosität %
B_1	SW Ku-e Seyah	2,60	1,80
B_2	"	2,58	2,30
B_3	"	2,62	2,30
B_4	"	2,56	3,85
B_5	"	2,60	2,20
B_6	"	2,61	1,20
B_7	"	2,60	1,60
B_8	"	2,63	0,90
B_9	"	2,60	3,80
B_{10}	"	2,59	4,40
B_{11}	"	2,61	1,30
B_{12}	"	2,62	1,30
B_{13}	"	2,62	2,40
B_{14}	"	2,64	1,20
B_{15}	"	2,62	1,95
B_{16}	"	2,63	2,20
B_{17}	"	2,62	1,90
B_{18}	"	2,60	1,90
B_{19}	"	2,63	3,10
B_{20}	"	2,60	2,50

Fortsetzung
Tabelle I:

Probe Nr.	Gebiet der entnommenen Probe	spez. Gewicht %	Nutzporosität %
D_1	bei dem Dorf Tarbur	2,60	2,80
D_2	"	2,61	0,50
D_3	"	2,58	1,60
D_4	"	2,59	4,30
D_5	"	2,59	0,90
D_6	"	2,61	1,20
D_7	"	2,60	2,30
D_8	"	2,61	2,00
D_9	"	2,59	1,60
D_{10}	"	2,60	0,90
D_{11}	"	2,63	4,90
D_{12}	"	2,60	3,60
D_{13}	"	2,61	1,50
D_{14}	"	2,59	1,50
D_{15}	"	2,60	1,60
D_{16}	"	2,58	3,00
D_{17}	"	2,62	1,50
D_{18}	"	2,59	1,20
D_{19}	"	2,57	1,00
D_{20}	"	2,59	1,30
D_{21}	"	2,60	3,60
D_{22}	"	2,58	2,00
D_{23}	"	2,59	1,60
D_{24}	"	2,61	2,40
D_{25}	"	2,63	1,20

4.2 Speicherpotential

Der Porenraum von marinen Sedimenten ist normalerweise mit Salzwasser gefüllt. Dieses Wasser muß beim Einwandern von Erdöl oder Erdgas verdrängt werden. Der Druck, der für eine Verdrängung nötig ist, ist gleich dem Kapillardruck zwischen Erdöl und dem Wasser (siehe auch BISCHOFF & GOCHT 1970, 1976). Bei der Einwanderung von Öl oder Gas bleibt jedoch praktisch immer ein Teil des Wassers in Form von Haftwasser im Gestein übrig. Das Speicherpotential eines Speichergesteins ist demnach die Differenz aus Nutzporosität und Haftwassergehalt.

4.2.1 Durchführung der Messungen

Um auch diesen erdölgeologischen Parameter der Kalkstein-Proben aus der Tarbur-Formation zu bestimmen, wurden folgende Messungen gemacht:
Die Gesteinskerne wurden 24 Stunden in Wasser getränkt und danach das Porenwasser im Vakuum ausgetrieben. Der Kapillarwassersaum blieb jedoch weitgehend erhalten. Das Gewicht der so entwässerten Probe wurde bestimmt und das Speicherpotential auf analogen Wege wie die Nutzporosität ermittelt.

Die Meßergebnisse der untersuchten Kalkstein-Proben sind in der Tabelle II zusammengestellt (vergl. auch Anhang). Die ermittelten Werte für das Speichervermögen liegen natürlich alle niedriger als die für die Nutzporositäten. Die Differenz zwischen beiden Parametern ist gleich dem Volumen des im Gestein verbliebenen Haftwassers.
Auch die Speichervermögen der Kalksteine der Tarbur-Formation untereinander zeigen verschiedene Werte. A_3 weist eine Nutzporosität von 3 % und ein Speichervermögen von 2 % auf, dagegen zeigen die Proben D_{11} und B_{10} eine Nutzporosität von 4,9 bzw. 4,6 %, doch beide besitzen ein Speichervermögen von 3 %. Dies kann so erklärt werden, daß die Poren der Proben D_{11} und B_{10} durch enge Kanäle miteinander verbunden sind. Somit ist auch hier die Haftung des Wassers an den Porenwänden größer. Umgekehrt sind die Porenkanäle der Proben A_3 größer, dadurch ist die Haftung des Wassers an den Porenwänden geringer als in den Proben D_{11} und B_{10}.

4.2.2 Meßergebnisse

Tabelle II: Speichervermögen von Kalksteinen der Tarbur-Formation (Maastricht) aus der Fars-Provinz/Iran

Probe Nr.	Gebiet der entnommenen Probe	spez. Gewicht %	Speichervermögen %
A_1	Kuh-e Mayanjangal	2,54	1,00
A_2	NW-Flanke	2,58	1,30
A_3	"	2,57	2,00
A_4	"	2,63	0,90
A_5	"	2,62	2,00
A_6	"	2,65	1,00
A_7	"	2,66	0,70
A_8	"	2,63	0,80
A_9	"	2,60	0,40
A_{10}	"	2,60	0,10
A_{11}	"	2,55	0,50
A_{12}	"	2,61	0,10
A_{13}	"	2,64	3,00
A_{14}	"	2,62	0,20
A_{15}	"	2,56	0,20
A_{16}	"	2,58	2,00
A_{17}	"	2,65	0,40
A_{18}	"	2,62	0,40
A_{19}	"	2,60	1,20
A_{20}	"	2,57	2,10

Fortsetzung
Tabelle II:

Probe Nr.	Gebiet der entnommenen Probe	spez. Gewicht %	Speichervermögen %
B_1	Kuh-e Seyah	2,60	0,50
B_2	"	2,58	1,00
B_3	"	2,62	0,80
B_4	"	2,56	2,10
B_5	"	2,60	0,80
B_6	"	2,61	0,50
B_7	"	2,60	0,60
B_8	"	2,63	0,20
B_9	"	2,60	2,10
B_{10}	"	2,59	3,00
B_{11}	"	2,61	0,50
B_{12}	"	2,62	0,40
B_{13}	"	2,62	1,00
B_{14}	"	2,64	0,30
B_{15}	"	2,62	0,80
B_{16}	"	2,63	1,00
B_{17}	"	2,62	0,90
B_{18}	"	2,60	1,10
B_{19}	"	2,63	1,40
B_{20}	"	2,60	1,00

Fortsetzung
Tabelle II:

Probe Nr.	Gebiet der entnommenen Probe	spez. Gewicht %	Speichervermögen %
D_1	bei dem Dorf Tarbur	2,60	1,10
D_2	"	2,61	0,10
D_3	"	2,58	0,60
D_4	"	2,59	2,90
D_5	"	2,59	0,30
D_6	"	2,61	0,70
D_7	"	2,60	1,00
D_8	"	2,61	1,00
D_9	"	2,59	0,70
D_{10}	"	2,60	0,20
D_{11}	"	2,63	3,00
D_{12}	"	2,60	2,10
D_{13}	"	2,61	0,70
D_{14}	"	2,59	0,70
D_{15}	"	2,60	0,80
D_{16}	"	2,58	1,30
D_{17}	"	2,62	0,60
D_{18}	"	2,59	0,40
D_{19}	"	2,57	0,60
D_{20}	"	2,59	0,80
D_{21}	"	2,60	2,00
D_{22}	"	2,58	0,90
D_{23}	"	2,59	0,70
D_{24}	"	2,61	1,00
D_{25}	"	2,63	0,50

4.3 Ausfüllung oder Verringerung der Porenräume in den untersuchten Kalksteinen

Rezente Karbonatgesteine besitzen hohe Porositäten zwischen 60 - 90 % (WELLER 1959, GINSBURG 1964, BATHURST 1966), dagegen zeigen die Kalksteine der Tarbur-Formation sehr niedrige Porosität (0,5 - 4,9 %). Für eine Reduktion der Porosität der untersuchten Kalksteine können folgende Vorgänge während der Diagenese in Frage kommen:

a) Kompaktion
b) Umkristallisation
c) Zementation
d) Verringerung der Porenzahl durch Sammelkristallisation.

4.3.1 Kompaktion

GERMAN (1966, S. 61) stellte fest, daß reine Karbonatgesteine unter der Last überlagernder Schicht in geringem Maße von Kompaktion erfaßt werden. In vielen Schliffbildern der untersuchten Kalksteine fehlen jegliche Hinweise auf eine stärkere Zusammenpressung der Sedimente in einem früheren, gering verfestigten Zustand. In Organismenschalen finden sich keine Brucherscheinungen, die auf eine frühe Kompaktion hinweisen. Auch die vorhandenen Hohlräume in Mikrospariten und sparitischer Matrix scheinen nicht zusammengedrückt zu sein. Eine frühe sehr schwache Kompaktion konnte in Kotpillen, Intraklasten und zum Teil auch in Krümel führenden Schichten beobachtet werden.

WELLER (1962) stellte fest, daß die Verfestigung der Kalke schon abgeschlossen war, bevor sie einer stärkeren Druckbeanspruchung durch Überlagerung ausgesetzt waren. Man kann die geringe oder fehlende frühe Kompaktion in den Kalksteinen der Tarbur-Formation durch geringe Sedimentbedeckung und durch frühe Zementation erklären.

4.3.2 Frühdiagenetische Breccienbildung

Im Dünnschliff A_4 wurden Anzeichen von tektonischer Beanspruchung während der Frühdiagenese beobachtet (Abb. 15). Die Beanspruchungen führten zu Breccienbildung im Kalkse-

diment. Die Grundmasse der Breccien besteht aus Mikrit. Sie sind mit kleinen Organismenschalenbruchstücken gespickt. Die Farbe ist hell- bis dunkelgrau.
BACHMANN zit. ANDRES (1973) deutet die Entstehung brecciena rtiger Gesteine durch Bewegung des Sediments während der Kompaktion.
GERMANN (1969) erklärt ähnlich aussehende breccienartige Gesteine durch Aufarbeitung des Sediments an der Sedimentoberfläche. Er glaubt an Transport und Durchmischung von Material unterschiedlicher Verfestigung.

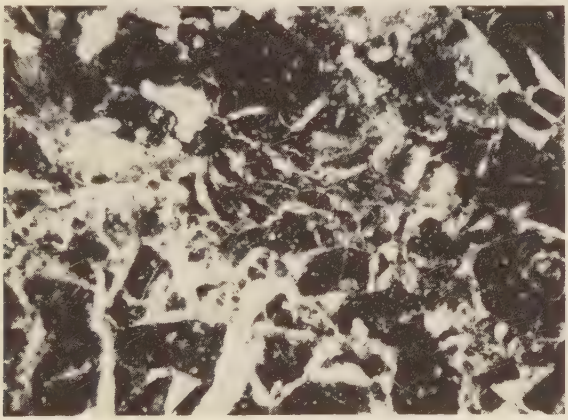


Abb. 15 Breccierung durch Kompaktionserscheinungen in einem Biomikrit.
Vergrößerung 14x, Dünnschliff A_4
(Kuh-e Mayanjangal, NW-Flanke)

4.3.3 Kompaktion nach der Abscheidung des Kalzitzements A

Nach der Abscheidung des Kalzitzements A kam es auch hier in dem Dünnschliff D_{12} zu Kompaktionserscheinung (Abb. 16). Durch Überlast zerbrach der Kalzitzement A sammt seines Mikritsaum und wanderte zum inneren Porenraum. Erst danach erfolgte die Ausfüllung des Resthohlraums durch Kalzitzement B.

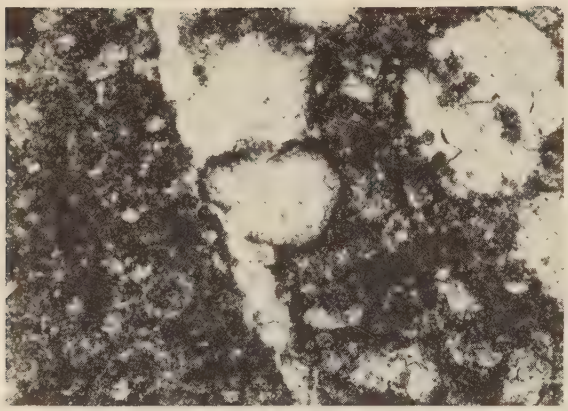


Abb. 16 Zerbrechung, Loslösung und Wanderung des Kalzitzement A vor der Abscheidung des Kalzitzement B. Vergrößerung 140 x, Dünnschliff D_{12} (bei dem Dorf "Tarbur"

4.3.4 Umkristallisation des Aragonits

Aragonit wird meistens durch unregelmäßig-körnige Kalzitkristalle ersetzt. Durch Umwandlung des instabilen Aragonits in stabilen Kalzit, auch wenn kein Material weggeführt wird, tritt eine Volumenzunahme von 8 % ein (STEHLI & HOWERS 1961, S. 369). Dementsprechend wird das Porenvolumen verringert. Aus dieser Beobachtung kann der Schluß gezogen werden, daß es bei der Umwandlung von Aragonit in Kalzit nicht zu einer Vergrößerung ehemals aragonitischer Organismenschalen kam.

4.3.5 Zementation

Zementation bedeutet hier die chemische Ausscheidung von karbonatischen Materials, welches zur Ausfüllung der Hohlräume führt. In den untersuchten Kalksteinen kann

man hauptsächlich zwei verschiedene Arten von Kalzitzemente unterscheiden.

1. Kalzitzement A:

Vorwiegend fein, zum Teil auch mittelkristallin. In einigen Dünnschliffen, wo besonders hohe Anteile an Organismenschalen vorhanden sind, sind die Kalzitzementkristalle so fein, daß sie eine Größe von 6 µm erreichen. Die Kalzitzemente A zeigen mehr oder weniger ein stengeliges Wachstum senkrecht zu den Porenwänden. An den Rändern mancher Restporen zeigen die Kristallspitzen skalenoedrische Ausbildung. Die Kristalle sind meist rein. Durch Verunreinigungen sehen sie bräunlich bis graugelb aus. In diesem Zustand zeigen sie undulöse Auslöschung. Dieses Verhalten wird als Folge von Gitterstörungen durch submikroskopische Verunreinigungen vermutet (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1971, S. 355)

Die Ausscheidung des Kalzitzements A erfolgte nicht immer gleichmäßig an allen Seiten der Porenwände, da durch Kalzitzement A besetzte Porenwände zum Teil breiter und zum Teil dünner sind. Es ist nicht selten, daß der Zement A durch wenige Kristalle vertreten ist oder sogar ganz fehlt.

Die Außenwände der ehemaligen aragonitischen Schalen sind meist von Kalzitzement A besetzt. Es bedeutet, daß die Ausscheidung dieser Partikel vor der Auflösung erfolgte. Damit konnte die Umrißform der Strukturen bewahrt bleiben. Die Anwesenheit mikritischer Säume unterstützte zusätzlich die Erhaltung. Der Zement A in den sekundären Hohlräumen unterscheidet sich von Kalzitzement A in benachbarten primären Hohlräumen durch seine geringe Größe.

WOLF (1965, S. 194) und FENNINGER (1968) weisen auf die zeitliche Abfolge der Kalzitzemente A hin, wobei die Bildung von Kalzitzement A als submarine Fällung bald nach der Sedimentation erfolgte.

Besonders charakteristisch ist der Zement A für die Flachsee. In Ablagerungen tiefen Wassers dagegen fehlt er. (MEISCHNER 1964, FLÜGEL & PÖLSLER 1965).

2. Kalzitzement B:

Nach der Abscheidung des Kalzitzements A wurden die restlichen Hohlräume von Kalzitzement B ausgefüllt. In den Poren

nimmt die Kristallgröße regelmäßig bis unregelmäßig nach Innen zu, so daß es zu einem mosaikartigen Gebilde kommt. Er kann auch als Einkristall den restlichen Hohlraum ausfüllen. Solche Kalzitzementeinkristalle finden sich in ehemaligen Aragonit-Bruchstücken von Muschelschalen, die länglich gestreckt und kantengerundet sind. Wenn der Kalzitzement B sehr bis äußerst grobkristallin ist, dann zementiert er nur als Einkristall eine Vielzahl räumlich mit einander verbundener Poren.
Die beträchtliche Kristallgröße der Kalzitzemente B wird durch Wachstum an wenigen Keinen erklärt (FUCHTBAUER & MÜLLER 1971, S. 358). Der Kalzitzement B liegt meist als vollkommen klarer Kalkspat vor. Die Kristalle löschen normalerweise einheitlich aus, doch wurde undulöse Auslöschung in einem Dünnschliff (D_{12}) beobachtet. Die Kristalle sind länglich und senkrecht zur Porenwand orientiert. Ab und zu enthalten große Kristalle des Kalzitzements B kleine polygonale, klare Kalzitkristalle, die unregelmäßig zerstreut vorkommen. Im Gegensatz zu Kalzitzement A erscheint der Kalzitzement B in allen vorkommenden Porenarten.
Die Fällung des Kalzitzement B erfolgte in der spätdiagnetischen Phase.

4.3.6 Syntaxialer Zement

Dieser Zement wird von BATHURST (1958a, 1959) als Rimzement und von ORME & BROWN (1963) als Syntaxialer Rimzement bezeichnet. Dieser Zement-Typ kommt dort vor, wo in allen gut erkennbaren Fällen die Sedimente Echinodermen-Skelett-Teile führen. In den untersuchten Kalksteinproben sind diese Kalzitzemente sehr selten und beschränken sich auf Dünnschliff B_1.

SHOJL & FOLK (1964, S. 149) konnten mit elektronenmikroskopischen Untersuchun en an mikritischen Gesteinen nachweisen, daß in Kalkschlämmen solche Zemente vorhanden sind. In den Kalksteinen der Tarbur-Formation ist Syntaxial-Zement mit den üblichen mikroskopischen Methoden nicht erkennbar.

Es ist aber ohne weiteres denkbar, daß dieser Zementtyp in den untersuchten Kalksteinen an mikritischen Kalzitkristallen angelagert ist.

4.3.7 Kornvergröberung durch Sammelkristallisation

Unter Sammelkristallisation versteht man die Vergröberung der feinkörnigen Kalksedimente durch Lösungsvorgänge in situ, ohne daß dabei Stoff- und Mineralbestand verändert wird.
FOLK (1965, S. 21) bezeichnet die Kornvergröberung als Neomorphismus.
Die wichtigste neomorphe Komponente in den untersuchten Kalksteinen sind die Mikrite, die infolge Lösungsvorgänge im Laufe der Diagenese vergröbert wurden. Durch Neomorphismus werden Intraklasten, insbesondere biogene Komponenten, von einem Kristallmosaik verdrängt. Dabei sind nebulös zu erkennen, schwimmen dann die Überreste der Komponenten als Geisterstruktur in diesen Kristallen. Der Angriff setzt von außen nach innen ein, wenn die Komponenten in mikritischer Grundmasse schwimmen. Umgekehrt beginnt der Angriff von innen nach außen, wenn die Oberfläche der Komponenten durch bohrende Organismen geschaffen wurde, die mit Mikrit ausgefüllt waren. Es ist auch nicht selten, daß der gesamte Dünnschliff von neomorphen Kristallen besetzt ist. In solchen Dünnschliffen sind kaum Reste von Komponenten außer Pseudomorphose von Kalzit nach Dolomit zu erkennen.
Die Größe der Kristalle variiert zwischen 10 µm bis etwa 2 mm. Die Grenze der Kristalle gegeneinander ist zum Teil gerade und zum Teil unregelmäßig verzahnt. Je größer die einzelnen Kristalle werden, um so mehr zeigen deren Oberflächen Verunreinigungen. Oft sind in ihnen kleine Kalzitkristalle eingeschlossen. Ab und zu durchziehen parallen zu einander gekrümmte, gelbe bis graugelbe Streifen die ganzen Kristalloberflächen. In dem Dünnschliff D_5 fanden sich wenig locker gepackte, schlecht sortierte, eckige Organismenschalen in einer mikrosparitischen Grund-

masse. Es könnte sich hier um eine Sammelkristallisation handeln. Bei allen diesen Kristallen ist ein starker Pleochroismus vorhanden. HUDSON (1962) meint, der Pleochroismus kommt dadurch zustande, weil die Kristalle ehemalige organische Substanzen enthalten. Die Sammelkristallisation kann auch an Echinodermenbruchstücken einsetzen (Dünnschliff B_1), aber solche Anwachssäume sind in den untersuchten Kalksteinen nur selten.

4.3.8 Der zeitliche Ablauf der Sammelkristallisation

Im Laufe der Diagenese erfolgte die Kristallvergröberung in verschiedenen Etappen:

a) Während der Frühdiagenese, als das Sediment noch nicht völlig verfestigt war und alle Poren durch Wasser noch durchströmt waren, erfolgte zuerst eine Umkristallisation des Aragonit der Fossilschalen. Zugleich wurden leicht lösliche kleine Körner aufgelöst und deren Stoffbestand an größere Körner angelagert. In diesem Stadium liegen der umkristallisierte Aragonit als Kalzit und neomorphe Kristalle mit unscharfen Grenzen nebeneinander. Auch Kalzitzement A grenzt an neomorphe Kristalle, allerdings trennt hier meist ein dünner Mikritsaum die beiden Bestandteile voneinander.

b) In manchen Poren, in denen die Kalzitzemente A und B vertreten sind, befinden sich im Mittelpunkt des Kalzitzement B neomorphe Kalzitkristalle, die direckt mit Kalzitzement B in Kontakt stehen. Die Grenze dieser Kristalle ist gegen Kalzitzement B teils gerade, teilt zackig in wechselnder Folge. Die Größe der neomorphen Kristalle beträgt zwischen 80 und 150 um. Sie sind vollkommen frei von kleinen Kalzitkristalleinschlüssen. Dagegen sind Kristalloberfläche und Kristallgrenze durch Verunreinigungen schmutzig grau.
In diesem Stadium scheint es, daß die neomorphen Kristalle und Kalzitzement B gleichzeitig, also während der

Spätdiagenese entstanden sind.

c) In großen Hohlräumen, in denen der Kalzitzement A wenig vertreten ist oder ganz fehlt, drangen die neomorphen Kristalle in den Kalzitzement B hinein (Abb. 17). Der Angriff beginnt vom Rande des Kalzitzement B und schreitet nach innen gleichmäßig fort. Dieser Vorgang geschah in den untersuchten Kalksteinen, als das Sediment völlig verfestigt war, also in einer Spätdiagnetischen Phase.

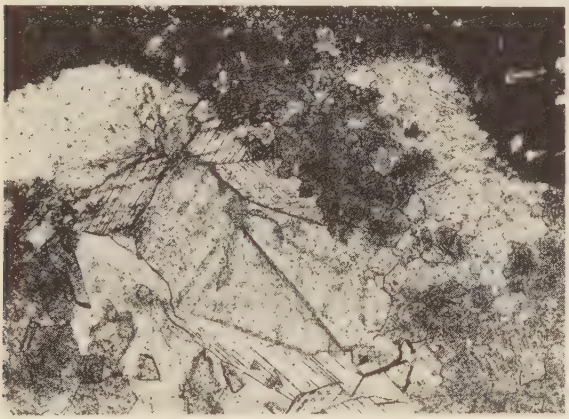


Abb. 17 Wachsen der neomorphen Kalzitkristalle in einem Kalzitzement B. Verunreinigungen sind zu erkennen.
Vergrößerung 30 x, Dünnschliff A_{19}
(Kuh-e Mayanjangal, NW-Flanke)

d) In den Dünnschliffen B_{18}, D_{19} und D_{20}, in denen es zu völliger Sammelkristallisation kam, kann der zeitliche Ablauf der Vergröberung der Kristalle nur durch vorhandene Pyseudomorphose von Kalzit nach Dolomit erkennbar werden.

4.3.9 Stylolithen

Stylolithen sind die Fugen der beiden ineinander unregelmäßig verzahnten Grenzschichten im Kalkstein. Die Stylolithen, besonders Mikrostylolithen sind in den Kalksteinen der Tarbur-Formation weit verbreitet. Ihr Auftreten ist von Schicht zu Schicht verschieden. Sie können kurz oder lang sein, so daß der gesamte Dünnschliff davon durchsetzt wird. Manchmal sehen die Stylolithen geknickt oder gekräuselt aus. Solche findet man dort, wo zwei oder mehrere Stylolithen aufeinander stoßen oder sich kreuzen. Hier können komplizierte Druck- und Auflösungsvorgänge angenommen werden, welche diese unregelmäßigen Formen erzeugen, vermutlich während der Stylolithbildung, in der sich der Druck ändern konnte. Da in erster Linie bei der Stylolithbildung Kalk aufgelöst wird, reichern sich Ton und Eisenhydrate an. Diese Restkomponenten schlagen sich in den Stylolithen nieder. Sie treten oft getrennt, manchmal gemeinsam in unkontinuirlichen Lagen auf.
Im Gegensatz zu schichtparallel laufenden Stylolithen gibt es Stylolithen, die annähernd senkrecht zur Schichtung verlaufen. Sie werden als Schichthorizont-Stylolithen bezeichnet. Diese Stylolithen sind in den untersuchten Kalksteinen nicht so häufig wie die schichtparallel laufenden Stylolithen.
Nach DUNNINGTON (1954, 1967) spielen die Stylolithen in der Erdölgeologie eine beträchtliche Rolle, weil durch Stylolithbildung eine Abnahme der Porosität hervorgerufen wird. Da es sich in den Kalksteinen der Tarbur-Formation um kleine Stylolithen handelt, ist der Materialverlust nicht hoch, damit ist auch die Porositätsabnahme nicht merklich.
Die Entstehung der Stylolithen wird in vielen Publikationen als spätdiagenetisch angenommen. Diesen Vorstellungen entsprechen die Beobachtungen an Stylolithen der untersuchten Kalksteine:
1. Die Stylolithen durchsetzen den Kalzitzement B (Abb.18).
2. Mit Kalkspat gefüllte Spalten werden ab und zu von Mikrostylolithen geschnitten.

3. Die Stylolithen durchbrechen ab und zu in der Spätdiagenese entwickelte neomorphe Kristalle.

Alle die hier aufgeführten Punkte beweisen also, daß die Stylolithen sich in einem bereits weitgehend verfestigten Sediment bildeten.

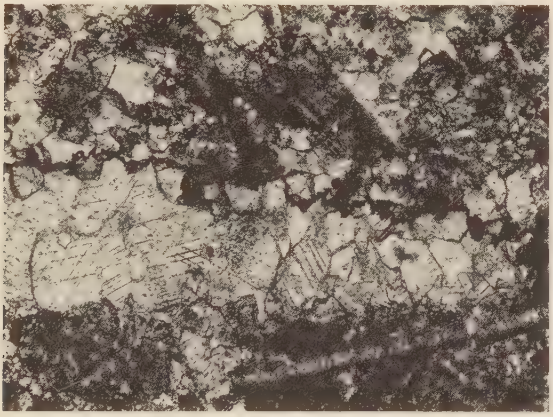


Abb. 18 Stylolith durchsetzt den Kalzitzement B. Vergrößerung 70 x, Dünnschliff B_{13} (SW Kuh-e Seyah)

4.4 Sekundäre Poren

4.4.1 Auftreten und Ausbildung der Hohlräume im Untersuchungsgebiet

Wie aus den Meßergebnissen der Tabelle I zu ersehen ist, liegt die Nutzporosität der untersuchten Kalksteine zwischen 0,5 bis 4,9 %. Die unterschiedlichen Porositäten sind in Verbindung zu bringen mit drei Kalksteintypen:

Typ 1:

Diese Kalke setzen sich zum größten Teil in Kalzit umgewandelten, ehemals aragonitischen Fossil-Schalen und geringen Anteilen primär kalzitischer Schalen zusammen, welche in mikrosparitischer bis sparitischer Grundmasse eingebettet sind. In diesem Gesteinstyp treten die Poren zum Teil innerhalb von Spat A auf, d.h. nach der Ausscheidung des Spat A wurde der restliche Hohlraum durch Kristalle als Spat B ausgefüllt (Abb. 19).

Der Spat A kann stellenweise oder zum größten Teil aufgelöst sein. Dadurch blieben diese Stellen als Hohlräume erhalten.

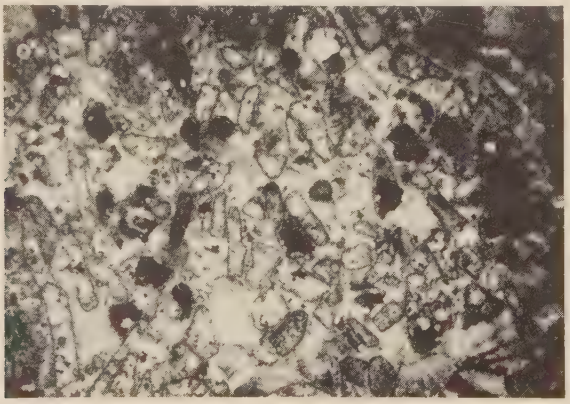


Abb. 19 Hohlformsporen in einem Biosparit. Der Anhydrit bzw. Gips-Zement ist weitgehend herausgelöst. Am Rande der Porenwände ist Kalzitzement A zu erkennen.
Vergrößerung 140x .+Nicols, Poren schwarz
Dünnschliff A_{13} (Kuh-e Mayanjangal, NW-Flanke)

Neben diesen Poren kommen weitere Hohlräume vor, die auf primär kalzitischen Schalen liegen (Abb. 20).
Sie sind völlig frei von jeder Art von Zement. Alle diese Poren sind sehr ungleichmäßig verteilt. Sie können mit weiten oder kurzen Abständen voneinander in den Dünnschliffen verteilt sein. Sie treten meist getrennt, nur selten gemeinsam nebeneinander auf.

Abb. 20 Poren auf der primär kalzitischen Schale eines Lamellibranchiaten.
Vergrößerung 30 x . + Nicols, Poren schwarz
Dünnschliff B_{11} (SW Kuh-e Seyah)

Die Form der Poren ist an die Gestalt der aufgelösten aragonitischen Schalen oder an einzelne zusammengesetzte Kristalle gebunden. Sie können rund, länglich oder vieleckig sein. Die Wände der Poren sind zum Teil zackig, zum Teil glatt ausgebildet.
Die Porosität des Gesteinstyp 1 ist relativ hoch und beträgt bei den untersuchten Proben 2 - 4,9 %.

Typ 2:
In diesen Gesteinen spielt die Dolomitisierung eine große Rolle (Abb. 21).

Die Porosität dieser dolomitisierten Kalksteine schwankt in der untersuchten Probe zwischen 2 - 3 %. Es scheint, je mehr ein Kalkstein im untersuchten Gebiet dolomitisiert ist, um so mehr erhöht sich seine Porosität. Diese Tatsache kann mit der Erklärung von GASKELL cit. CHILLINGER (1970) verknüpft werden, der anführt, daß in SW-Persien in Gesteinen mit 0 - 4 % Porosität, 0 - 20 % Dolomit, in Kalksteinen mit 4 - 8 % Porosität dagegen 10 - 35 % Dolomit auftrat.
Im untersuchten Gebiet liegt bei 2 - 3 % Porosität ein Dolomitgehalt von 8 - 15 % vor.

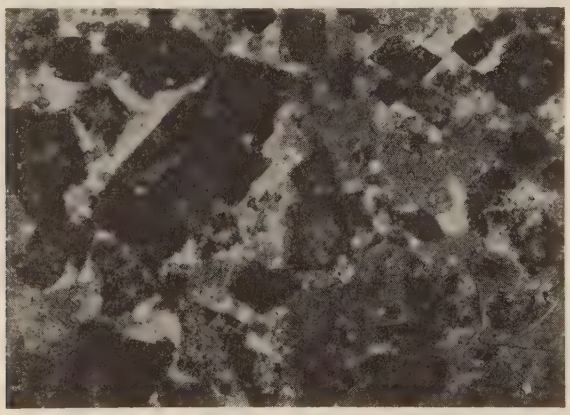


Abb. 21 Interkristallinporen in dolomitisiertem Kalkstein. Poren weiß. Die Dolomitkristalle zeigen an der Oberfläche hohe Pigmentierung durch Pyrit.
Vergrößerung 140 x, Dünnschliff A_3
(SW Kuh-e Seyah)

Typ 3:
Diese Gesteine führen meist Pellets, Krümelstrukturen und Intraklasten, wobei gewisse Anteile an Organismenschalen nicht fehlen. Die Hohlräume in diesem Gesteinstyp liegen

überwiegend in neomorphen Kristallen (Abb. 22), mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse, gelegentlich auf primären kalzitischen Schalen oder am Rande sparitischer Zemente.
Die Formen der Poren sind rund bis polygonal. Sie zeigen oft glatte oder auch zackige Wände.

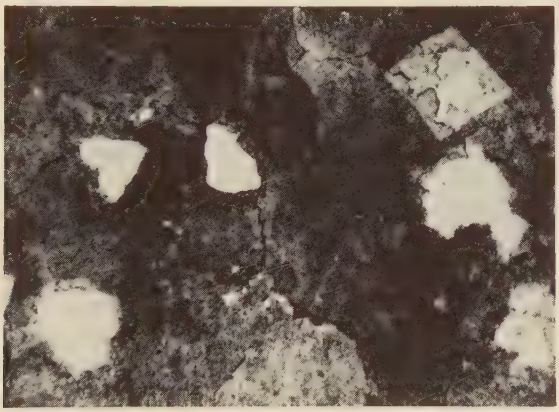


Abb. 22 Poren in neomorphen Kristallen.
Poren weiß
Vergrößerung 10 x, Dünnschliff D_{20}
(bei dem Dorf "Tarbur")

Die Größe der Poren ist hohen Schwankungen unterworfen. Außer diesen Poren sind auch selten angelöste Rhomboeder in den Kalksteinen der Tarbur-Formation als Hohlräume anzutreffen, welche rhomboedrisch umgrenzt sind (Abb. 23).

Diese angelösten Rhomboeder besitzen eine Größe von 20 - 40 µm und liegen mit großen Abständen verstreut in neomorphen Kristallen. Proben mit solchen Porenräumen ergaben eine Porosität um 0,8 %.

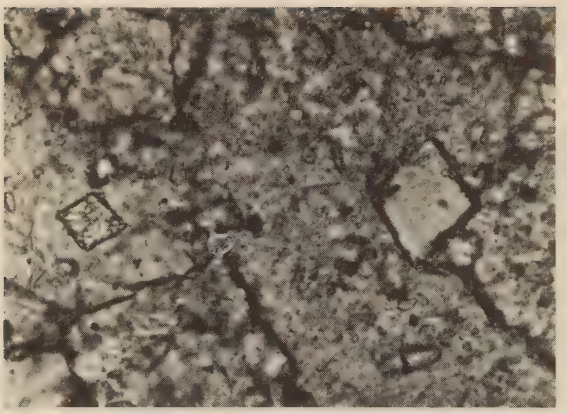


Abb. 23 Angelöste Dolomit-Rhomboeder in neomorphen Kristallen, weiß. Daneben weiter links Pseudomorphose von Kalzit nach Dolomit.
Vergrößerung140 x, Dünnschliff B_2
(SW Kuh-e Seyah)

Dem Typ 3 kann auch eine Probe mit Kluftporen zugerechnet werden. Die Kluftporen waren zum Teil mit Kalkspat gefüllt. Die Porosität dieser Probe beträgt o,5 %.
Die Porosität des Gesteinstyp 3 liegt maximal bei 2 %.

4.4.2 Genese der sekundären Poren

In den erwähnten drei Gesteinstypen sind kaum noch primäre Hohlräume vorhanden, sondern meist handelt es sich um sekundäre Poren.
Auch eine sekundäre Erhöhung der Porosität durch Lösung von Aragonit, die nach Beobachtung von FRIDMANN (1965) in subaerischen Bereich unter dem Einfluß von vadosem Wasser möglich ist und an pleistozäne Sedimente gebunden sind, konnte

in den untersuchten Kalksteinen nicht festgestellt werden.

In allen drei Gesteinstypen treten also vorwiegend sekundäre Poren auf. Dies ruft die niedrige Porosität der untersuchten Kalksteine hervor.

In dem Gesteinstyp 1 spielen zwei Vorgänge zur Entstehung des Porenraums eine Rolle:

a) Die durch Auflösung der aragonitischen Schalen entstandenen Hohlräume wurden während der Frühdiagenese mit Kristallen ausgefüllt, die nur vorübergehend entstanden sind und direkt oder teilweise mit Spat A ausgeschieden wurden. Diese Kristalle wurden dann während der Spätdiagenese durch Lösungsvorgänge aufgelöst. Dabei blieben diese Stellen als Hohlräume zurück, denn in weiten Abständen liegen zerstreute Schalen, die mit Spat A und B ausgefüllt sind.

   Unter den möglichen Mineralien, die im Verhältnis zum Kalzit leicht löslicher sind, kommen Anhydrit bzw. Gips in Frage, denn es konnten kleine Reste von diesen Mineralien in Hohlräumen in zwei Dünnschliffen (B_5, A_{12}) nachgewiesen werden. Über Anhydrit-Einschaltungen in den Kalksteinen der Tarbur-Formation berichteten GEMS & WAYND (1965).

   Wie es zur Entstehung der Hohlräume während der Frühdiagenese kam, kann am besten an primären kalzitischen Schalen beobachtet werden, deren Oberflächen mit Poren belegt sind, welche in mikrosparitischer Grundmasse eingebettet sind. Um diese Schalen herum liegen in einigen mm Entfernung aufgelöste aragonitische Schalen, die von Spat A und B besetzt sind.

b) Getrennt von diesen Hohlräumen lassen sich weitere Poren in Dünnschliffen beobachten, die während der Spätdiagenese entstanden sind. Hier waren nach der Ausscheidung des Spat A Teile der restlichen Hohlräume mit Anhydrit bzw. Gips ausgefüllt, die dann wiederum durch Lösungsvorgänge herausgelöst worden sind.

Im Gesteinstyp 2 entstanden die Poren wie folgt:
Hier verursachte die Dolomitisierung während der Spätdia-

genese die Entstehung der interkristallinen Poren durch Umwandlung von Kalzit in Dolomit unter Volumenverminderung.

Im Gesteinstyp 3 kam es schließlich zur Porenbildung, als das Sediment weitgehend verfestigt war. Die Auflösung von Anhydrit bzw. Gips erfolgte durch den Einfluß von Sickerwasser, denn die umgebenden Kristalle um die Poren herum sind Veränderungen unterworfen und zwar oft durch Sammelkristallisation.
Für die Entstehung der Kluftporen in Dünnschliff D_2 ist nur das Oberflächenwasser verantwortlich.
Zum Schluß kann festgestellt werden, daß die Pellets, Krümelstrukturen und Intraklasten führenden Kalksteine niedrigere Porosität aufweisen als die jenigen, die einen höheren Anteil an Organismenschalen oder an Dolomiten haben. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß die Porosität der Gesteinstypen 1 und 3 mit Anhydritisierung bzw. Solfatisierung verknüpft ist.

4.5 Permeabilität

4.5.1 Probenvorbereitung und Probenauswahl

Aus den Handstücken der Kalksteine aus dem Untersuchungsgebiet wurden zur Ermittlung der Permeabilität und der Porenverteilung Versuchskerne von 30 mm Länge und 30 mm Durchmesser ausgebohrt, zugeschnitten und mit Wasser gründlich gewaschen, um eine Verstopfung, hervorgerufen durch das Bohrmehl an der Oberfläche der Versuchskerne, wieder zu beseitigen. Die zylindrischen Proben wurden parallel zur Schichtung herausgebohrt, denn Permeabilität ist in schichtparalleler Richtung im allgemeinen größer als in schichtnormaler Richtung (ENGELHARDT, 1960).

Das rührt von den mehr oder weniger von der Kugelgestalt abweichenden Sedimentkörnern her, die sich mit ihrem großen Durchmesser bevorzugt in schichtparalleler Richtung ablagern. Die Versuchskerne wurden so ausgewählt, daß sie möglichst keine Haarrisse und Klüfte aufweisen.

4.5.2 Theoretische Grundlagen

Unter der Permeabilität (= Durchlässigkeit) versteht man die Fähigkeit eines porösen Mediums, für Flüssigkeiten und Gase durchströmbar zu sein. Nach dem Gesetz von DARCY läßt sich die Permeabilität berechnen, wenn die Durchflußmenge einer bestimmten Flüssigkeit durch den Einheitsquerschnitt eines porösen Materials bei einem Einheitsdruckabfall unter den Bedingungen des Viskosefließens gemessen wird.
Die Fließgeschwindigkeit V ergibt sich nach DARCY aus der Formel:

$$V = \frac{\bar{Q}}{F} = \frac{K}{\mu} \cdot \frac{P_1 - P_2}{L} \text{ cm/sec} \qquad (1)$$

$\bar{Q}$ = Durchflußmenge in cm^3/sec
F = Querschnitt der Gesteinsprobe in cm^2
K = Permeabilität in (DARCY)
μ = Viskosität der Luft in cP

$P_1 - P_2 = \Delta P$ = Druckunterschied in atü
L = Länge der Probe in cm

Demnach ist die Permeabilität:

$$K = \frac{Q}{F} \cdot \frac{L}{P} : \mu \qquad \text{DARCY} \qquad (2)$$

1 DARCY (d) = 1 000 Millidarcy (md)

Wegen der Kompressibilität der Gase muß das gemessene Gasvolumen (Q) aus ein Volumen ($\bar{Q}$) bei mittlerem Druck ($\bar{P}$) reduziert werden. Es ergibt sich

$$K = \frac{\bar{Q}}{F} \cdot \frac{L}{\bar{P}} : \mu \qquad (3)$$

setzt man den Druck hinter der Probe gleich dem äußeren Luftdruck 1 (atü), so errechnet sich der mittlere Druck zu:

$$\bar{P} = 1 + \frac{\Delta P}{2} \qquad (4)$$

und das auf den mittleren Druck reduzierte Gasvolumen:

$$\bar{Q} = \frac{Q}{1 + \frac{\Delta P}{2}} \qquad (5)$$

setzt man diese Gleichung im Gleichgang (3) ein, so errechnet sich die mit Gas gemessene Permeabilität:

$$K = \frac{L \cdot Q}{F \cdot P\left(1 + \frac{\Delta P}{2}\right)} \qquad (6)$$

Da die untersuchten Kalksteine der Tarbur-Formation niedrige Permeabilitäten aufweisen, muß hier mit Gleiterscheinungen gerechnet werden. Der Einfluß der Gleitströmung auf die Permeabilitätsmessung wird durch die KLINKENBERG - Gleichung (1941) beschrieben:

$$K' = K \left(1 + \frac{b}{\bar{P}} \right) \qquad \text{wobei}$$

K = Druckunabhängige Permeabilität
K'= Druckabhängige Permeabilität
P = Mittlerer Druck
b = KLINKENBERG-Faktor ist.

4.5.3 Untersuchungsmethode und Versuchsapparatur

Die Versuchsapparatur für die Ermittlung der Permeabilität mit Luft als Medium unter atmosphärischen Druck und Raumtemperatur ist in Abb. 24 schematisch dargestellt.
Ohne den Kern zu trocknen, wurde er in den Kernhalter eingespannt. Der Kernhalter besteht aus einem Gummischlauch, der als Manschette dient und den Kern umhüllt. Um eine Luftmigration zwischen Kern und Manschette zu verhindern, wurde ein Überlagerungsdruck auf die Manschette angelegt, der immer 10 atü höher war als der Druck hinter dem Kern. Die Luft, die durch den Kern strömt, wird aus der Druckflasche entnommen und mittels eines $CaCl_2$ - Filters getrocknet. Mit Hilfe eines Nadelventi ls wird der gewählte Meßdruck ΔP konstant gehalten. Die durch das Gestein strömende Luftmenge wird mittels eines Seifenblaseninstruments pro zeiteinheit bestimmt.

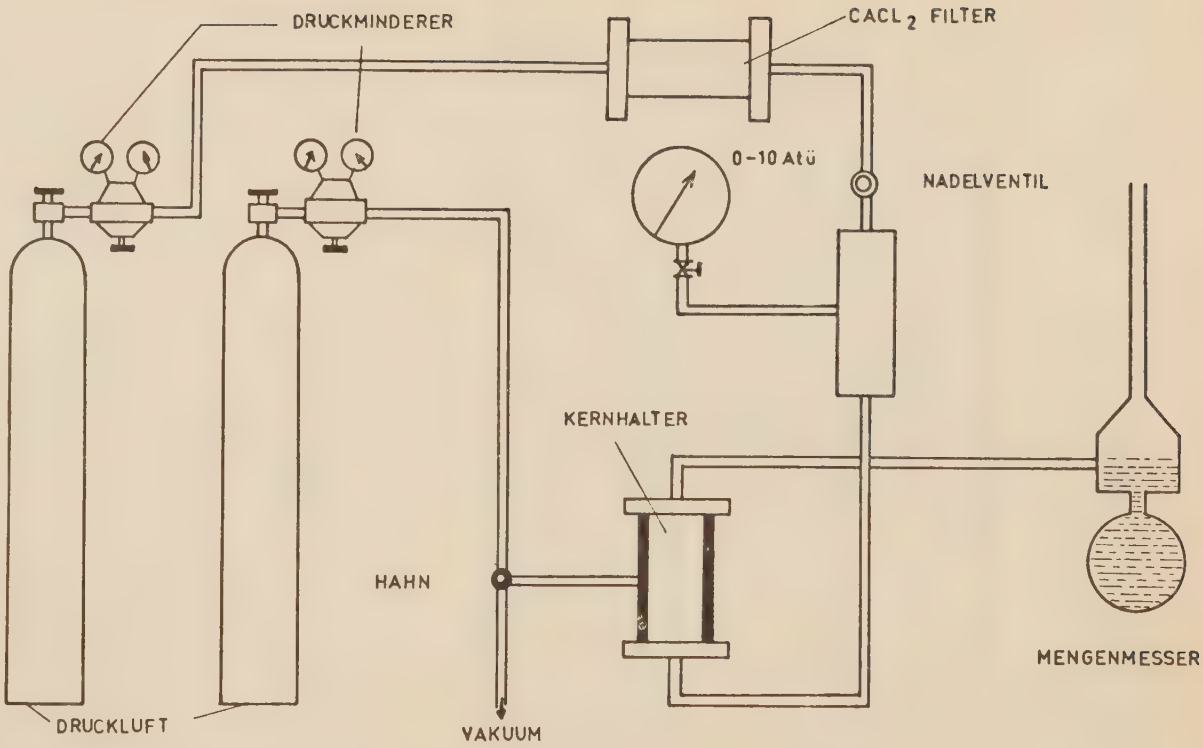


Abb.24 Apparatur zur Ermittlung der Permeabilität mit Luft
(Schematische Darstellung eines Gerätes der Texaco AG)

4.5.4 Meßergebnisse der Permeabilitätsmessungen

Die Meßergebnisse der ausgwählten Kerne sind in Abb. 1, 2, 3, graphisch dargestellt. Die Ergebnisse der Messungen bei verschiedenen Drucken zeigen die wahren und scheinbaren Permeabilitäten. DENECKE zit. FÖRSTER & HAUENHERM (1971) gibt für die Proben unterhalb 1 md im Bereich $0{,}1 < I/p < 1$ scheinbare Permeabilitäten an, die das einfache bis mehrfache der wahren Permeabilitäten ausmachen. Solche scheinbaren Permeabilitäten sind bei den untersuchten Kalksteinen auch zu beobachten.

Wie aus der graphischen Darstellung (Abb. 25, S.83) hervorgeht, enthält die Probe A_3 höhere Permeabilität gegenüber allen anderen Kernen. Diese erhöhte Permeabilität ist mit der Dolomitisierung verbunden. Denn die Probe A_3 ist stärker dolomitisiert als alle anderen Kerne. Mit abnehmender Dolomitisierung nimmt auch die Permeabilität ab. Wie die graphischen Darstellungen der Proben A_1 und B_{16} zeigen. Den niedrigsten Dolomitgehalt besitzt der Kern D_8. Hier müßte theoretisch die Permeabilität gegenüber anderen dolomitisierten Kalksteinen mit höheren Dolomitgehalt niedriger sein. Dies ist nicht der Fall. Der Kern D_8 besitzt hohe Permeabilität, jedoch niedriger als Kern A_3. Diese Erhöhung der Permeabilität ist mit der Sammelkristallisation verknüpft, durch die es in Probe D_8 zu Permeabilitätserhöhung kam. Im Dünnschliff D_8 liegen Dolomitkristalle in konzentrierter Form am Rande der sammelkristallisierten Kalzitkristalle, wobei die benachbarten Dolomitkristalle mit sammelkristallisierten Kalzitkristallen geringfügig dedolomitisiert sind. Von der völligen Sammelkristallisation betroffen sind die Kerne D_{19}, D_{20} und B_{18}. Sie zeigen Permeabilitäten über 1 md. Allerdings sind in den Kernen D_{20} und B_{18} nach den Dünnschliffuntersuchungen kleine Reste von Mikrit oder Bruchstücke von Organismenschalen vorhanden. Die Abnahme der Permeabilität unter 1 md beginnt bei Proben, die fast ausschließlich aus Organismenschalen bestehen. Die graphische Darstellung des Kern A_{13} (Abb. 26, S. 84) zeigt die niedrige Permeabilität. In dem Dünnschliff A_{13} ist keine

Sammelkristallisation zu beobachten. Vergleichbare Permeabilität zeigen die Kerne A_8, A_{17}, B_6, B_{15} und D_{21}. Sie sind ab und zu sehr schwach sammelkristallisiert. Außerdem enthalten sie geringe Anteile kleiner Pellets. Weitere Abnahme der Permeabilität zeigt der Kern A_5. Die gleiche Permeabilität weisen auch die Kerne A_{16}, B_4, B_{20}, D_2 und D 11 auf. Nur der Kern B_4 besteht wie die Kernprobe A_{13} aus reinen Organismenschalen bzw. Schalenbruch. In den anderen Proben beteiligen sich außerdem gewisse Anteile an kleinen Pellets, Krümelstrukturen treten auf, ab und zu auch einzelne Intraklasten.
Weitere Abnahme der Permeabilität wird bei dem Kern B_{11} festgestellt. Sie liegt unter 0,03 md. Gleiche Permeabilität zeigen die Kerne B_{19}, A_{15} und D_{23}.

Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen, daß diese Proben aus einem Gemisch von Organismenschalen, Mikriten bis Mikrospariten, kleinen Pellets, Krümelstrukturen und einzelne ab und zu vorkommenden Intraklasten bestehen. Die Komponenten sind zum Teil von schwacher Sammelkristallisation betroffen. Niedrigste Permeabilitäts-Werte in besonderem Maße zeigen die Kerne, welche hohe Anteile an Pellets, Kotpillen, Krümelstrukturen und Intraklasten haben. Sie beinhalten auch gewisse Anteile an Organismenschalen oder Schalenresten. Die Komponenten und auch deren Matrix zeigen teilweise schwache bis starke Sammelkristallisation. Allerdings sind die neomorphen Kalzitkristalle klein und führten offenbar nicht zu Permeabilitätserhöhung. Der Kern D_{17} (Abb. 27, S.86) zeigt nach der graphischen Darstellung eine Permeabilität unter 0,003 md. Gleiche Permeabilität zeigen die Proben A_4, A_9, A_{12}, A_{18}, A_{20}, B_1, B_{12}, D_1, D_5 und D_{14}.

Abb. 25 Ermittlung der Permeabilität bei verschiedenen Drucken

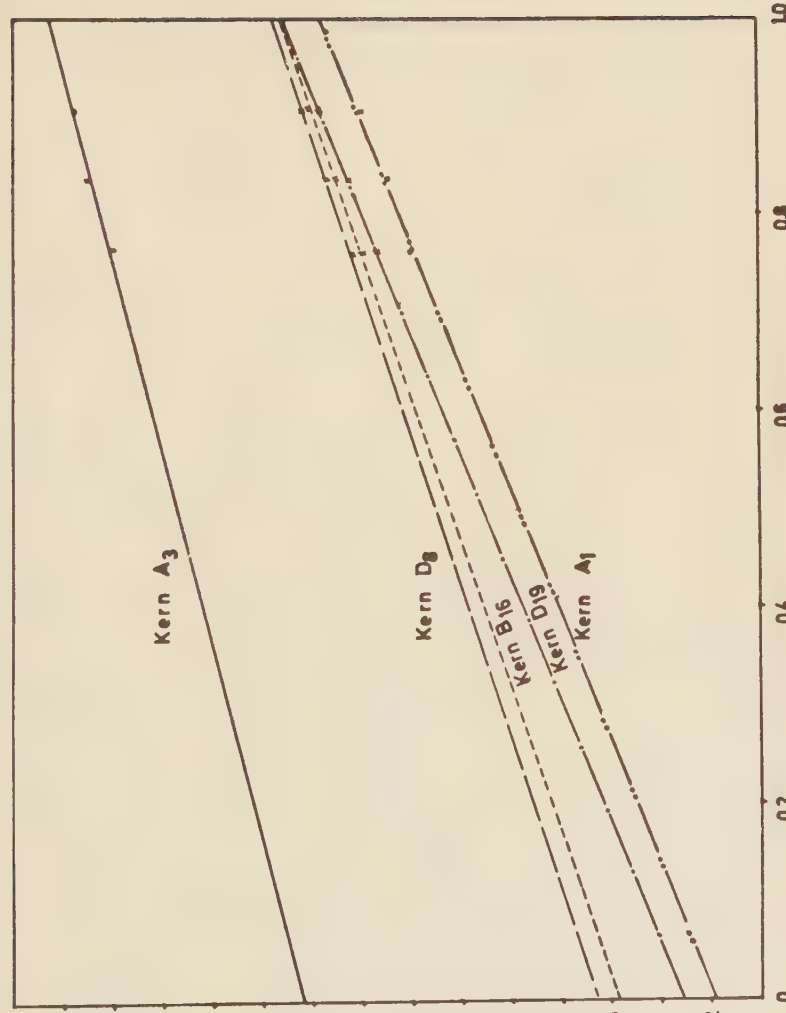


Abb. 26 Ermittlung der Permeabilität bei verschiedenen Drucken

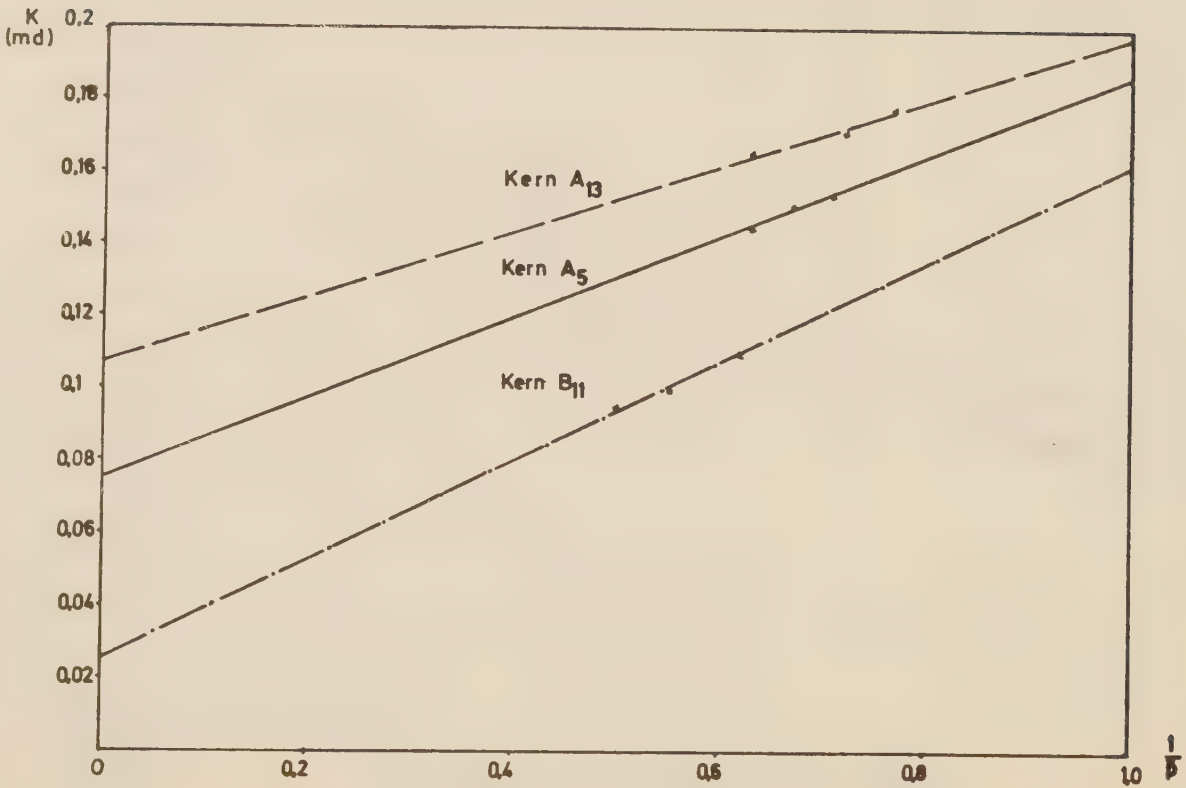
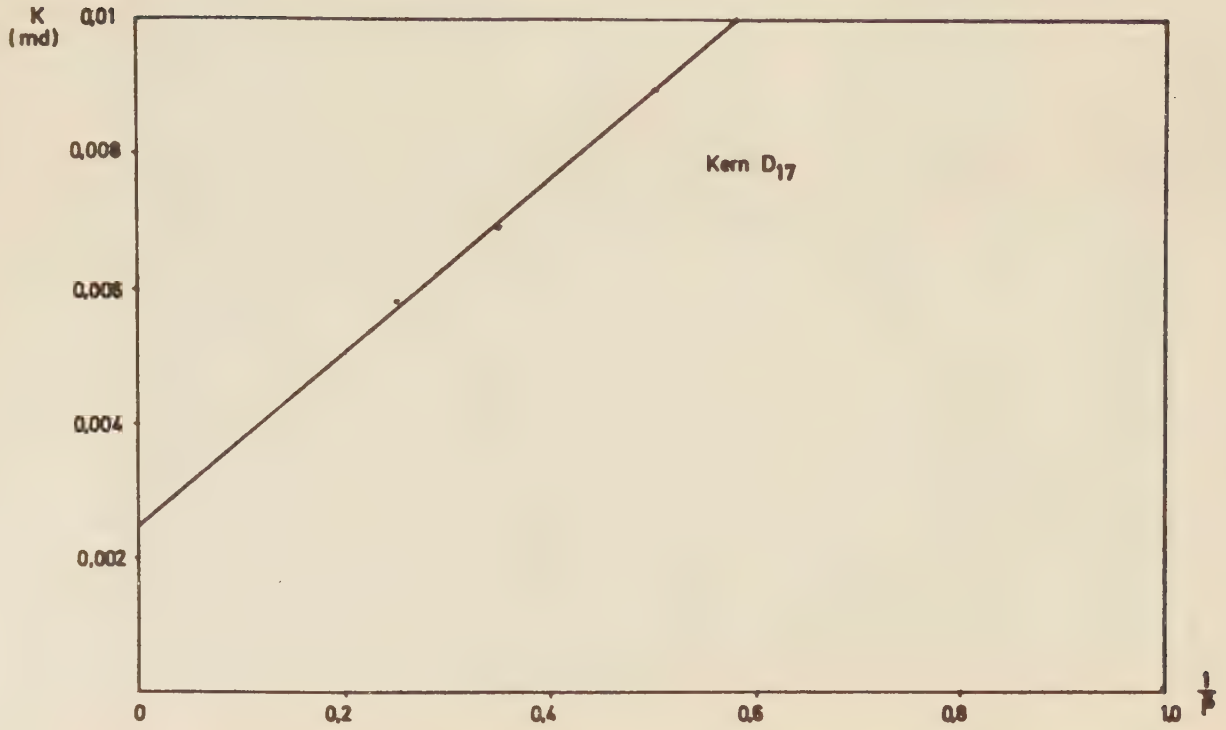


Abb. 27 Ermittlung der Permeabilität bei verschiedenen Drucken



4.5.5 Permeabilitätsmessungen mit Salzlösungen

Im Prinzip ähnelt die Hochdruck-Apparatur für die Permeabilitätsmessung mit verschiedenen Salzlösungskonzentrationen der Apparatur für Permeabilitätsmessung mit Luft.
Hier wird vor dem Kernhalter ein metallischer Zylinder eingebaut, welcher im oberen Teil mit Öl und im unteren Teil mit Salzwasser gefüllt ist und mit einer Leitung aus Edelstahl am Kernhalter angeschlossen ist. Das Öl dient als Sperrflüssigkeit, damit die durch eine Maschinenpumpe erzeugte Luft nicht mit Salzwasser in Berührung kommen kann. Der Manschettendruck ist immer 20 atü höher als der Druck hinter dem Kern. Die Kerne wurden mit ausgewählten Salzlösungen getränkt und 24 Stunden im Tränkungsmittel liegen gelassen. Danach zur Versuchsdurchführung im Kernhalter eingespannt.
Die strömende Flüssigkeit durch den Versuchskern wird mit einer Pipette pro zeiteinheit abgelesen. Die Viskosität und Temperaturabhängigkeit der Salzlösung wurden aus entsprechenden Graphiken, welche sich im Labor der Fa. Texaco befinden, übernommen. Die Versuche wurden stets von der höheren zur niedrigeren Salzkonzentration durchgeführt. Dies geschah, weil es bei den verdünnten Lösungen zu irreversiblen Umlagerungen im Kern kommen konnte.
Die Versuchsergebnisse sind in der Abb. 28, S. 88 zusammengestellt. Wenn man die Ergebnisse der Salzlösungspermeabilität mit den durch Luft durchgeführten Permeabilitätsergebnissen miteinander vergleicht, sieht man, daß die Salzlösungspermeabilitäten niedriger liegen als die, die mit Luft gemessen wurden. Dies kann so erklärt werden, daß durch Eintränkung von Proben in wässriger Lösung, alle kommunizierenden Poren von Salzwasser gefüllt waren. Bei den ersten Versuchen nahm die Permeabilität geringfügig zu, danach kontinuierlich ab. Diese anfängliche Zunahme der Permeabilität könnte als Folge einer unzweckmäßigen Tränkungsmethode denkbar sein. Für die kontinuierliche Abnahme der Permeabilität können folgende Möglichkeiten in Frage kommen.

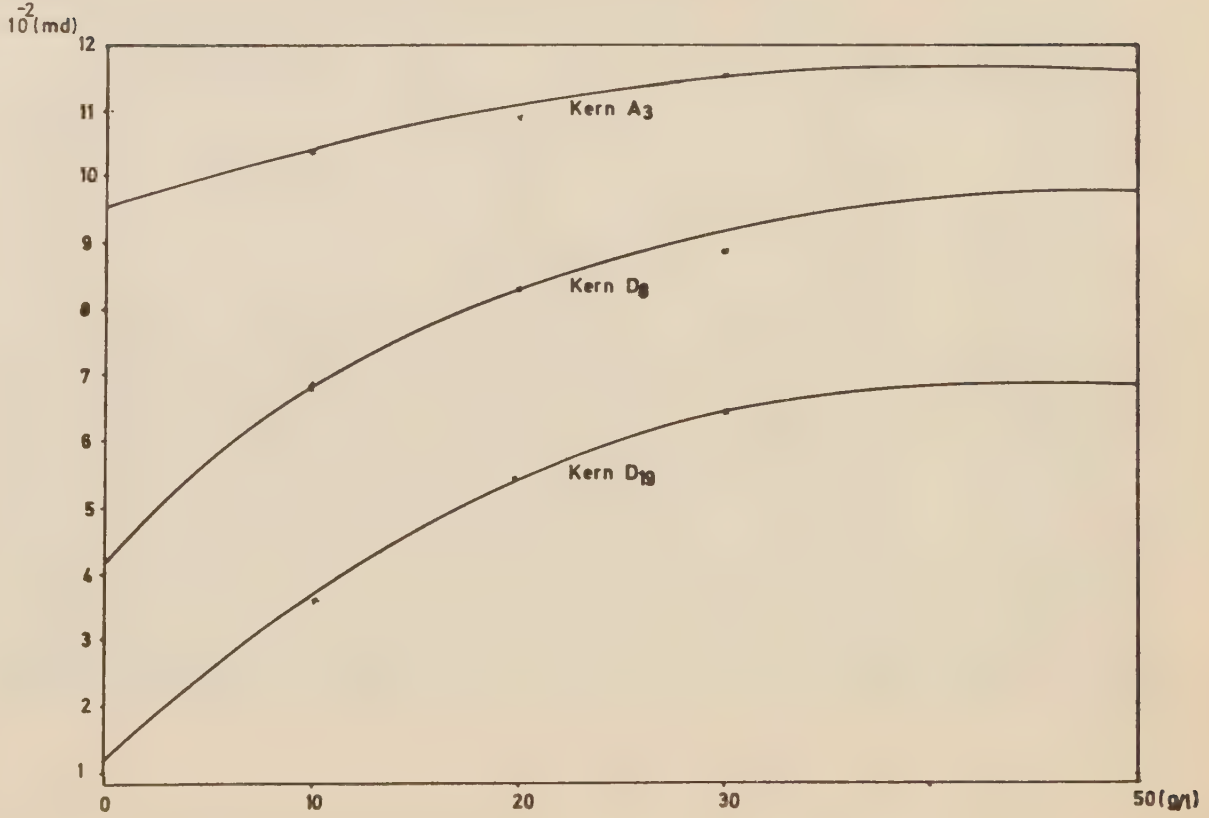
a) Durch Verstopfung der Kerne durch Schwebestoffe aus der Flüssigkeit.

b) Beim Durchfluß bildete sich ein Strömungspotential. Die dadurch hervorgerufene elektroosmotische Bewegung ist der Fließrichtung entgegengesetzt. Infolgedessen fließt weniger durch den Kern als dem angewandten Druck entspricht. Somit entsteht eine Verminderung der Permeabilität.

c) Durch im Gestein vorhandenen, sehr niedrigen Gehalt an Tonpartikeln konnte es zu einer Aufblähung der Tonminerale kommen. Dadurch entsteht eine Verringerung der Porenräume, somit eine Permeabilitätsverminderung im Laufe der Versuche. Dies kann man bei den Kernen D_8 und D_{19} gut erkennen. Der Kern D_{19}, der aus reinem neomorphen Kristallen besteht und hohe Verunreinigungen an der Kristalloberfläche und den Grenzen zeigt, hat einen steileren Kurvenabfall als der andere Kern.

d) Durch Tränkung und langsame, zeitraubende Versuche kam es zur Zementierung der Porenräume. Um die Zementierung nachzuweisen, wurde die Permeabilität eines Kernes, der aus fast reinen Organismenschalen besteht und kaum Tonpartikel und sehr geringe Mikritsäume enthält mit Luft ermittelt. Danach mit destiliertem Wasser getränkt und die Wasserpermeabilität ermittelt. Eine nochmalige Rückmessung mit Luft ergab niedrigere Permeabilitätswerte als vorher. Alle übrigen Kerne, außer dolomitisierte und sammelkristallisierte Kalksteine mit niedriger Permeabilität wurden gleichen Versuchen unterworfen. Beim ersten Versuch mit 50g/l Salzlösung gab es Werte für die Permeabilität. Beim weiteren Versuch unter der Salzlösungskonzentrationsabnahme kam es zu Verstopfung oder zu unterschiedlichen und ungeeigneten Werten für die Permeabilität. Auch beim höheren Druck von 200 atü konnten die Versuche nicht durchgeführt werden. Daher mußte auf weitere Versuche mit wässriger Lösung verzichtet werden.

Abb. 28 Abhängigkeit der Permeabilität von der NaCl-Konzentration bei 100 atü



4.6 Bestimmung der Porengröße und Porenverteilung

4.6.1 Versuchsapparatur

Die Apparatur besteht aus einem Edelstahlkernhalter, der mit Quecksilber gefüllt ist und den Kern beinhaltet (Abb. 29). Nach der Evakuirung des Kernhalters wird der Kern vom Quecksilber allseitig umschlossen. Mit Stickstoff aus der Gasflasche wird dann der Kern unter Druck gesetzt. Wenige Zentimeter oberhalb der Probe befindet sich eine Marke. Nach jeder Druckerhöhung wird mit Hilfe der Spindelpumpe das Quecksilber bis zur Marke wieder angehoben. Hier wird das Nachstellvolumen an Quecksilber in seiner Druckabhängigkeit gemessen. Aus folgender Gleichung wird dann Porenradiusverteilung hergeleitet:

$$Pr = 2_G \cdot \cos \Theta \quad \text{wobei,}$$

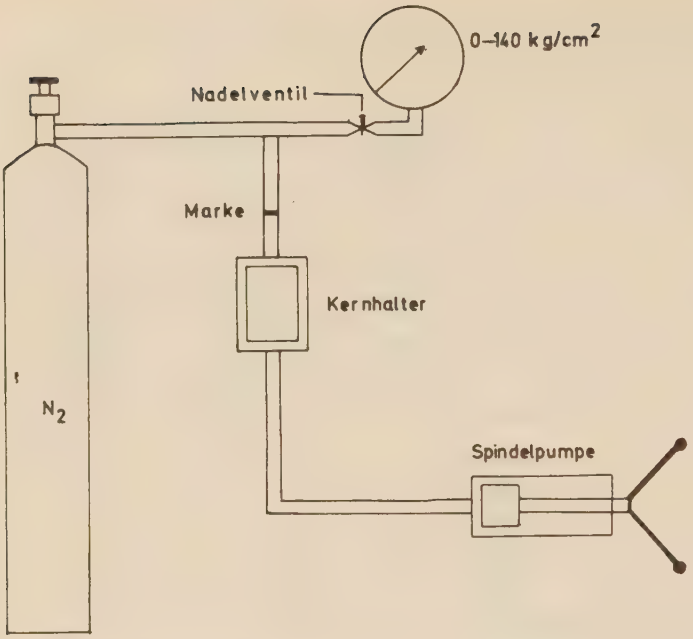
P = Absoluter angewandter Druck in kg/cm^2
r = Porenradius
$\acute{o}$ = Oberflächenspannung des Quecksilbers
Θ = Benetzungswinkel

Bei Anwendung von Quecksilber als durchdringende Flüssigkeit (Oberflächenspannung 480 Dyn/cm^2), das einen Benetzungswinkel von 140^o aufweist und in der Annahme, daß die Poren zylindrisch sind, erhält man für Porenradius in Å und Druck in kp/cm^2 folgende Gleichung

$$V = 75\,000 / p$$

Die Apparatur zur Untersuchung der Versuchskerne arbeitet mit Stickstoff und Quecksilber als Druckmedium. Sie erlaubte eine Anwendung von Drucken bis 140 bar, so daß man nach der Kapillardruck-Gleichung für die angegebenen Werte $\acute{o}$ und Θ einen Porenradius von

$$r = \frac{75000}{p(kg/cm^2)} = \frac{75000}{140} = 535{,}7 \text{ Å erzielt.}$$



Quecksilberinjektionsapparatur zur Bestimmung von Porengröße und Porenverteilung

Abb. 29 (Schematische Darstellung eines Gerätes der Texaco AG)

4.6.2 Meßergebnisse

Die Ergebnisse der Quecksilberinjektionsversuche sind in den Abb. 1 bis 7 dargestellt. Es ist die Sättigung des Porenvolumens mit Quecksilber (in Prozent) gegen den aufgebrachten Druck (in bar) aufgetragen.

Die graphische Darstellung der Werte für Probe A_3 zeigt bessere Porenverteilung und Porendurchmesser als alle anderen Kerne (Abb. 30, S. 93).

Wie bei der Permeabilitätsmessung ist diese gute Porenverteilung mit der Dolomitisierung verknüpft. Es ist auch gut zu erkennen, daß die Permeabilität sich erhöht je besser die Poren gleichmäßig miteinander in Verbindung stehen. Mit niedrigen Drucken, wo das Quecksilber noch nicht in alle Porenhohlräume eindringen kann, zeigt die Kappilare Kurve eine nicht besonders gute Porenverteilung. Bei höheren Drukken, wo die kleineren Poren auch von Quecksilber benetzt werden, läuft dann die Kurve als Gerade.

Mit abnehmenden Dolomitgehalt nehmen die Porenverteilung sowie die Porenradien ab.
Der Kern D_8 zeigt fast genau so gute Porenverteilung wie der Kern A_3, obwohl der Kern D_8 niedrigste Dolomitgehalte besitzt (Abb. 31, S, 94). Diese gute Porenverteilung kommt dadurch zustande, daß die Probe D_8 zusätzlich sammelkristallisiert ist.

Durch völlige Sammelkristallisation zeigt die Kappilare Druckkurve bessere Porenverteilung und Porenradien als diejenigen, die teilweise sammelkristallisiert sind und von Dolomitisierung nicht betroffen wurden. Als Beispiel wurde der Kern D_{19} ausgewählt (Abb. 32, S. 95). Im höheren Druckbereich, wo das Quecksilber in die engen Poren auch eindringt, bleibt die Kurve dann als Gerade verhältnismäßig stetig.

Die zum großteil aus Organismenschalen bestehenden Proben zeigten niedrige Permeabilitäten. Diese ist mit schlechter Porenverteilung sowie engen Porenkanälen, die einzelne Poren miteinander in Verbindung setzen, zu erklären. Dies beweist die Kappilare Druckkurve des Kern A_{13} (Abb. 33, S. 96). Sie zeigt, daß der Kern A_{13} von einer engen Porenklasse begrenzt ist. Außerdem die geringe Durchlässigkeit dieser Probe zeigt eine deutliche Schwelle, die erst überwunden werden mußte, bis das Eindringen des Quecksilbers in die Pore begann. Durch Beteiligung von gewissen Anteilen kleinerer Pellets, Krümelstruktur und Schalenorganismen führender Kalksteine nehmen die Porenverteilung sowie die Porenradien ab. Dies zeigt die Kapillarkurve der Probe A_{16} (Abb. 34, S. 97).

Sie zeigt auch, wie eng und unregelmäßig die Poren durch Kanäle miteinander in Verbindung stehen. Die Eindringung des Quecksilbers begann bei einem Druck von 7 bar. Die Porenverteilung wird noch schlechter, wenn in den Kalksteinproben die Pellets, Kotpillen, Krümelstruktur und Intraklasten sich stärker beteiligen. Die Kapillardruckkurve der Probe B_{19} zeigt, wie eng die Porenkanäle sind (Abb. 35, S.98). Sogar sind in dieser Probe zwei Krümmungen zu erkennen. Eine am Anfang bei dem Druck von 15 bar und eine am Ende bei 130 bar. Besonders schlechte Porenverteilung weist die Probe D_{14} auf, ein reiner Intraklast mit sehr geringen Teilen von Organismenbruchstücken. Die Kapillardruckkurve zeigt (Abb. 36, S. 99) wie die Poren des Kern D_{14} nur durch äußerst enge Kanäle miteinander in Verbindung stehen.

DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

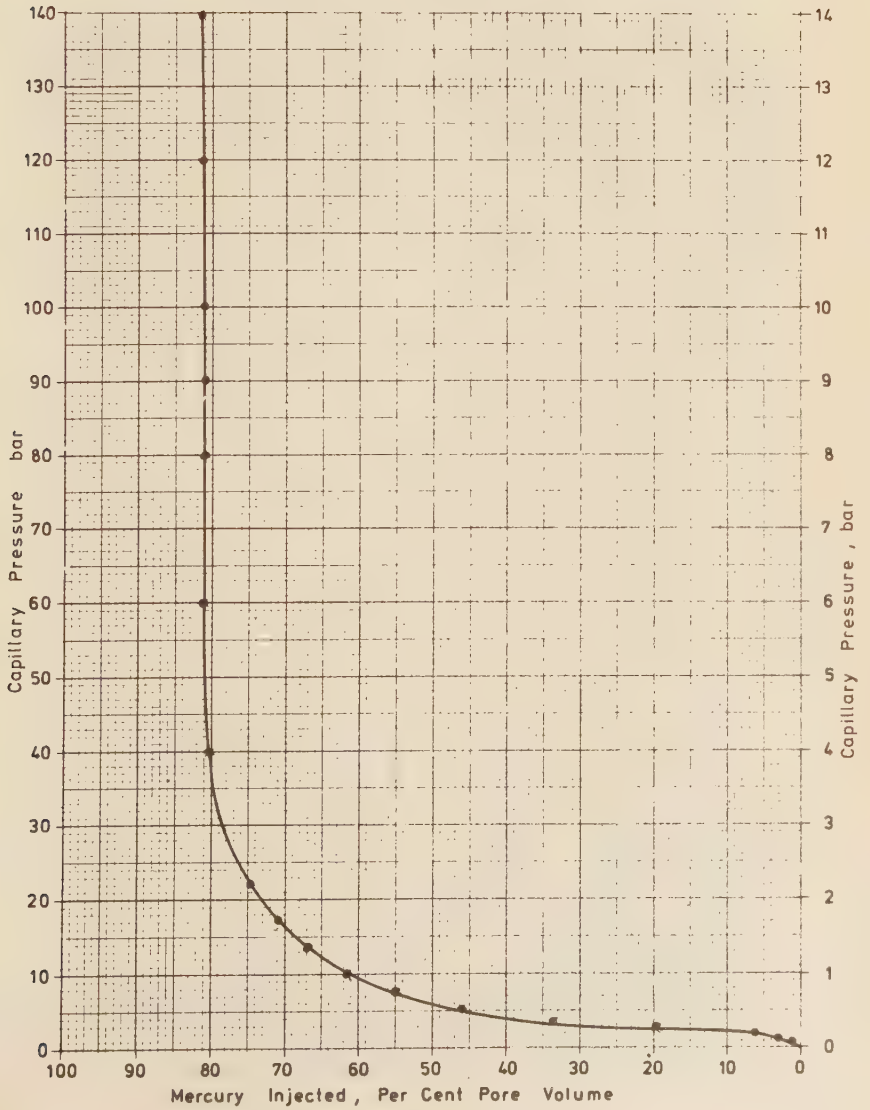
Page _____
File _____

Abb. 30

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation _____
Sample No. A3 Depth _____
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

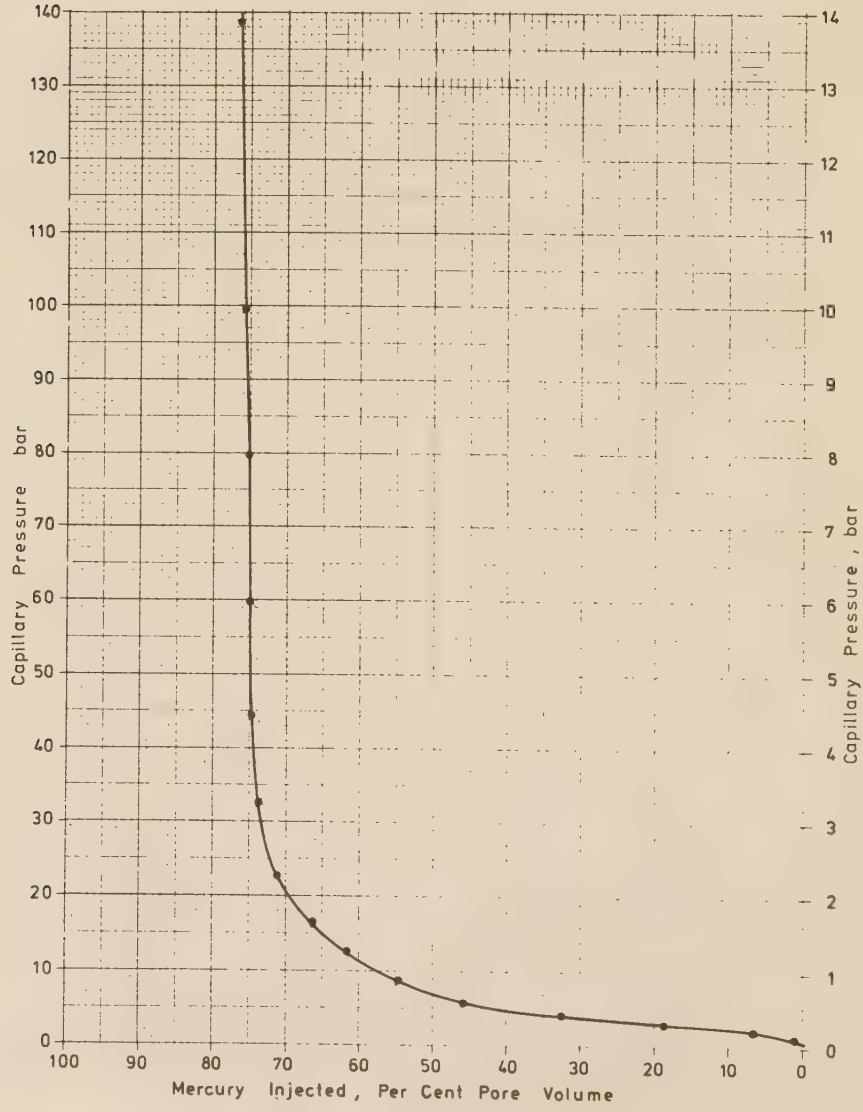
Page _____
File _____

Abb. '31

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation Tarbur
Sample No. D 8 Depth --
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

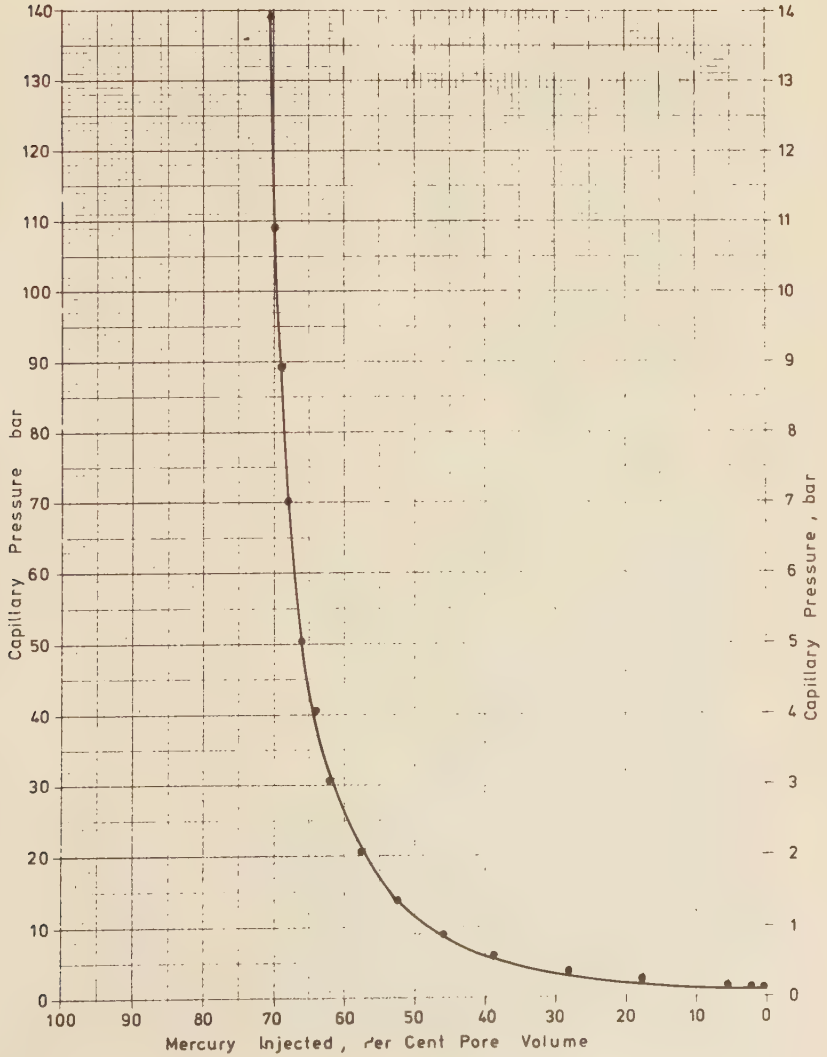
Page _____
File _____

Abb. 32

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation _____
Sample No. D 19 Depth _____
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

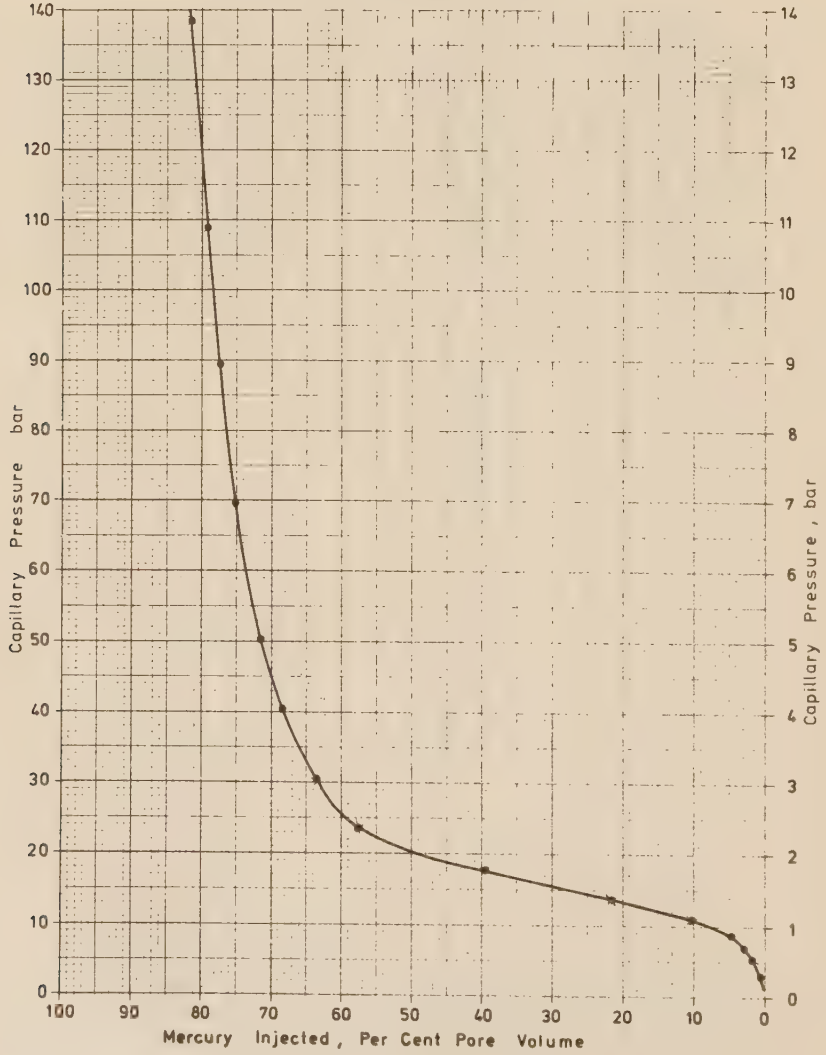
Page _____
File _____

Abb. 33

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation _____
Sample No. A 13 Depth _____
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

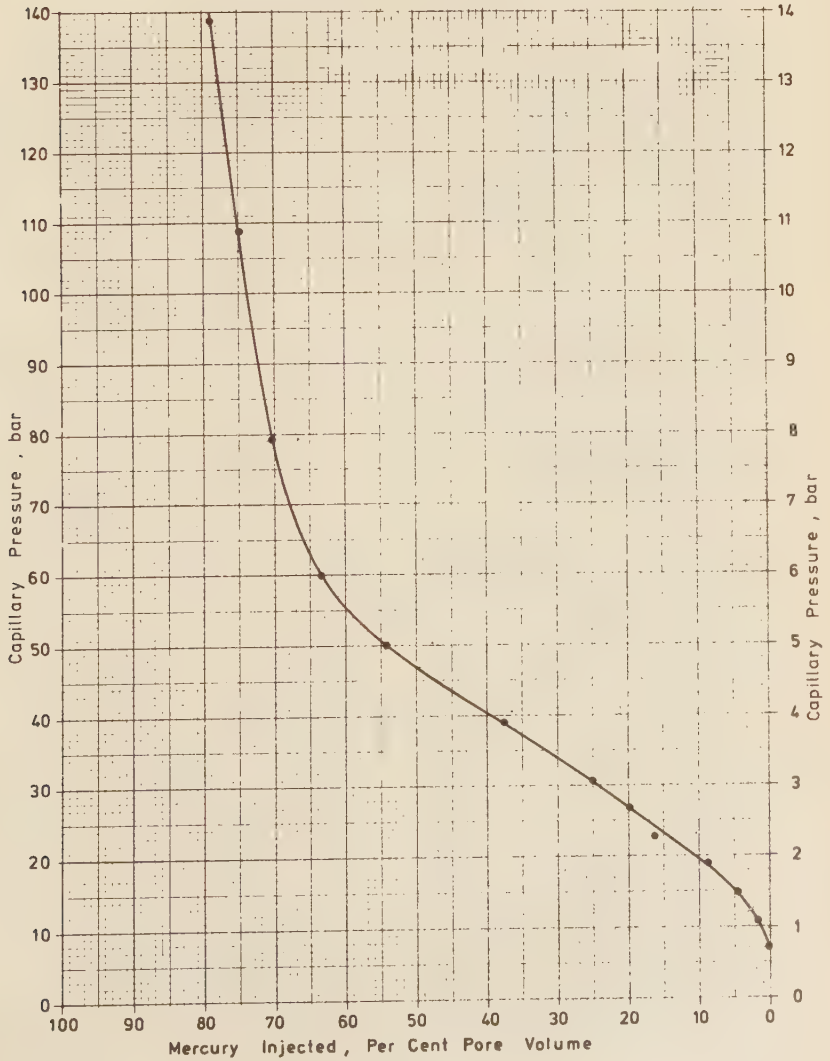
Page _____
File _____

Abb. 34

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation _____
Sample No. A 16 Depth _____
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

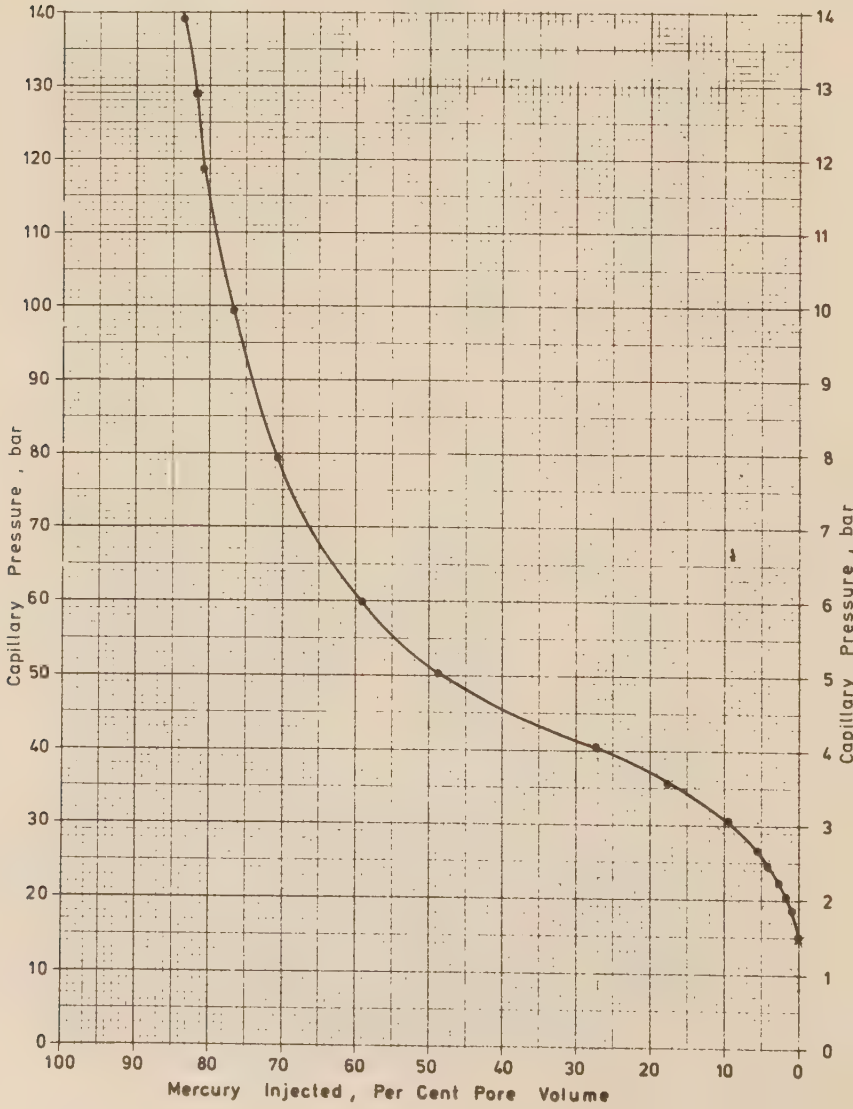
Page _____
File _____

Abb. 35

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation _____
Sample No. B 19 Depth _____
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



DEUTSCHE TEXACO AKTIENGESELLSCHAFT
Hauptlaboratorium Wietze

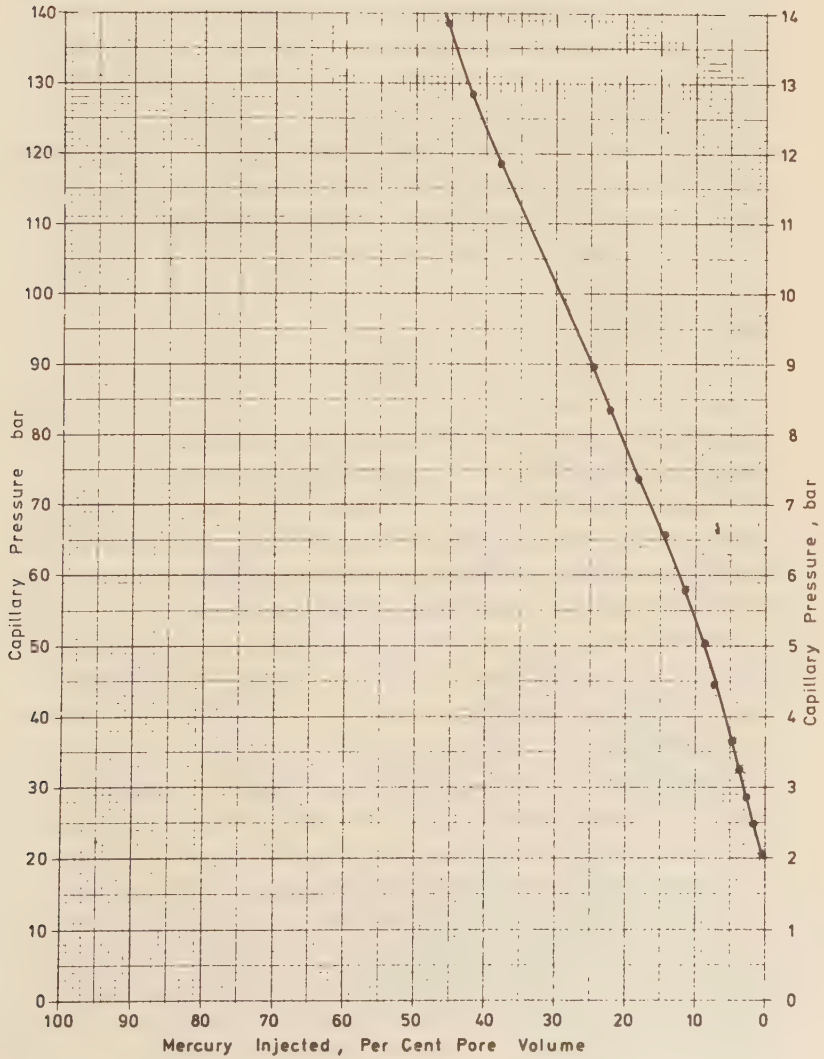
Page _____
File _____

Abb. 36

Company Freie Universität Berlin
Well Sarvestan
Field Sarvestan - Region
Country Iran

Formation _____
Sample No. D 14 Depth _____
Porosity _____
Permeability _____

Capillary Pressure Curve



5. Zusammenhänge zwischen sedimentpetrographischer Ausbildung, Porosität und Permeabilität in den Kalksteinen der Tarbur - Formation

Die untersuchten Kalksteine zeigen unterschiedliche Porositäten, Permeabilitäten und Speichervermögen.
Die Ergebnisse der Messungen dieser drei erdölgeologischen Parameter ist zum Vergleich im Anhang graphisch dargestellt.
Nach dem sedimentpetrographischen Inhalt konnten die Kalke in 3 Typen untergliedert werden.

Der Gesteinstyp 3, der sich aus Pellets, Kotpillen, Intraklasten und Krümelstrukturen zusammensetzt und nur geringe Gehalte an Organismenresten aufweist, und dessen Matrix mikritisch bis mikrosparitisch ist, zeigt niedrige Porosität, niedriges Speichervermögen sowie sehr niedrige Permeabilität.
Diese niedrige Porosität und sehr niedrige Durchlässigkeit kann so begründet werden:
Bei einer zunächst schwachen Kompaktion mit begleitender, partieller Umkristallisation der Kalkschlammpartikel (Aragonit in Kalzit) haben diese ihre Porosität sowie ihre Permeabilität fast ganz verloren. Zusätzlich zur Verschließung der Porenräume trugen die frühe und späte Zementation bei. Da aber ein geringer Teil der verbliebenen Poren nach der Kompaktion im Laufe der Diagenese mit Kristallen als Zement ausgefüllt wurden, die löslicher als Kalzitkristalle waren (Sulfate), entstanden in der spätdiagenetischen Phase durch Auflösung dieser Kristalle neue Hohlräume, die zur geringen Porosität dieses Gesteinstyp führten. Da die Poren aber durch äußerst enge Kanäle miteinander in Verbindung standen, blieb deshalb die Permeabilität sehr niedrig.

Der Gesteinstyp 1 setzt sich meist aus Organismenschalen zusammen. In diesem Gesteinstyp wurden die Poren durch Zementation sowie durch Umwandlung des Aragonit in Kalzit in situ unter Volumenvergrößerung weitgehend geschlossen. Da aber ein Teil des Zements in früh- bis spätdiagenetischer Phase aus Sulfaten bestand, entstanden durch Auflösung dieser leichtlöslichen Kristalle sekundäre Hohlräume. Die sekundär entstandenen Poren erhöhten zwar die Nutzporosität, aber nicht die Permeabilität. Denn wie aus der Kapillarkurve

hervorgeht (vgl. Abb. 33), stehen die Poren nur durch sehr enge Kanäle miteinander in Verbindung. Aus diesem Befund kann man entnehmen, daß hohe Porosität nicht immer hohe Permeabilität bedeutet. Bemerkenswert ist die verhältnismäßig hohe Permeabilität von völlig sammelkristallisierten Kalksteinen in dieser Gruppe. In der Probe D_{19}, in der Sammelkristallisation besonders deutlich beobachtet werden konnte, beträgt die Permeabilität über 1 md (bei einer Nutzporosität von 0,8 %). Das Speichervermögen ist fast so hoch wie die Nutzporosität (0,6 %). Die Sammelkristallisation setzte übrigens in der spätdiagenetischen Phase ein. Man muß deshalb eine Verminderung der Porosität bei gleichzeitiger Erhöhung der Durchlässigkeit feststellen, denn ohne diese nahezu völlige Sammelkristallisation wäre es nicht zu Erhöhung der Permeabilität gekommen.

In dem Gesteinstyp 3 führte die spätdiagenetische Dolomitisierung zur Bildung der relativ hohen Porosität und Permeabilität. Auch das Speichervermögen ist gegenüber der Nutzporosität nur wenig geringer, weil die kommunizierenden Poren nicht mit sehr engen Kanälen mit einander in Verbindung stehen. Mit zunehmender Dolomitisierung nimmt sowohl die Porosität als auch die Permeabilität durch Umwandlung von Kalzit in Dolomit bei Volumenverkleinerung zu. Besonders hohe Permeabilität zeigt die Kernprobe D_8, in der sowohl Dolomitisierung als auch Sammelkristallisation beobachtet werden kann. Die Permeabilität dieses Gesteins liegt verhältnismäßig hoch, höher als das Speichervermögen. Darüber gibt uns die Kapillardruckkurve einen eindeutigen Eindruck. Eine deutliche lineare Beziehung zwischen Porosität und Permeabilität kann man in diesem Gesteinstyp finden, sofern bei zunehmender Permeabiltät mit höherer Porosität zu rechnen ist.

Die Untersuchungen der erdölgeologischen Parameter lassen als Ergebnisse erkennen, daß die Kalksteine der Tarbur - Formation keine günstigen Speichergesteine für Erdöl und Erdgas sind. Sie weisen nur dann eine etwas höhere Permeabilität und Porosität auf, wenn sich in spätdiagenetischer

Phase folgende Veränderungen ergaben:

1. Das Ansteigen des Dolomitgehaltes
2. Erhöhung der Gehalte an Dolomit bei gleichzeitiger Sammelkristallisation.
3. Fast völlige Sammelkristallisation des Kalzits, wobei allerdings mit einer relativen Verminderung der Porosität zu rechnen ist.

6. Zusammenfassung

Die Kalksteine der Tarbur-Formation sind Ablagerungen eines warmen Flachmeeres und bestehen vorwiegend aus reinen Riffkalken. Der vorrangige karbonatische Bestandteil ist Mikrit, der zum größten Teil ursprünglich aus aragonitischem Schlamm bestand und heute in Form von Kalzitkristallen mit einem Durchmesser von 1 - 4 µm vorliegt. Der Mikrit zeigt oft krümelige Struktur mit der Größe von 20 - 100 µm. Die Entstehung der Krümel ist auf die Tätigkeit von Schlammfressern, Wühlern und Mikritaggregation zurückzuführen.

Die Sedimentpetrographischen Untersuchungen verschiedener Probenreihen ergaben darüber hinaus folgende Ergebnisse:

Pellets aus mikrokristallinen Kalzit sind häufig und haben einen Durchmesser von 20 - 220 µm. Sie entstanden durch Meeresinverteberaten und Mikritisierung von Organismenschalen.

Kotpillen weisen am häufigsten den Durchmesser von etwa 550 µm auf und sind ebenfall aus Mikritaggregaten aufgebaut. Synsedimentäre Erosion erfolgte nicht flächenhaft und tiefgreifend. Die Aufarbeitungsprodukte in Form von Intraklasten sind deswegen nicht sehr häufig. Sie bestehen auch aus Mikritaggregaten und weisen eine Größe zwischen 400 µm bis 1 cm auf. Mikrosphärite sind selten.

Mikritsäume, sowie Bohrspuren kommen in fast allen Dünnschliffen vor.

Dolomitisierung tritt nur in spätdiagenetischer Phase auf. Die Dolomitkristalle sind entweder durch Pyrit pigmentiert oder es fehlt jede Pigmentierung.

Rekalzitisierung von Dolomit setzt teilweise wieder nach der Dolomitisierrung ein. Dadurch werden Dolomitkristalle restlos oder zumindest deren Umrisse in Kalzit umgewandelt.

Die Ausfällung der autigenen Quarze erfolgte im salinaren Bereich.

Pyrit kommt in geringem Maße in zahlreichen Dünnschliffen vor. Die Korngröße liegt zwischen 10 - 100 µm.

Die erdölgeologischen Parameter Nutzporosität, Speicherpotential, Permeabilität und Porenverteilung wurden von einigen Profilserien der Tarbur-Kalke ermittelt.

Die Nutzporosität der Kalksteine ist gegenüber der Porosität rezenter Kalksteine sehr gering. Deutliche Unterschiede sind in drei Gesteinstypen zu erkennen:

Im Gesteinstyp 1, Kalke mit hoher Beteiligung an Organismenschalen, schwankt die Nutzporosität zwischen 2 und 4,9 %.

Im Gesteinstyp 2, dolomitisierte Kalksteine, schwankt die Nutzporosität zwischen 2 - 3 %.

Im Gesteinstyp 3, Kalke mit deutlichen Anteilen an Pellets, Krümelstrukturen, Kotpillen, Intraklasten und gewissen Anteilen an Organismenschalen, schwankt die Nutzporosität zwischen 0,5 und 2 %.

Das Speichervermögen dieser Kalke ist natürlich grundsätzlich niedriger als ihre Nutzporosität, da bei der Ermittlung des Speichervermögens das Haftwasservolumen von der Nutzporosität abgezogen wird. Die Porosität und das Speichervermögen haben sich nach der ursprünglichen Sedimentation durch folgende Vorgange verringert:

1. durch Kompaktion
2. durch Umkristallisation von Aragonit in Kalzit in situ
3. durch Zementation
4. durch Sammelkristallisation

Kompaktionserscheinungen treten in Schichten auf, die hauptsächlich Pellets, Kotpillen, Krümelstrukturen und Intraklasten führen. Dieser Vorgang verursacht die Verringerung und Verengung der Porenhohlräume.

In den Kalksteinen der Tarbur-Formation können drei Zementtypen unterschieden werden: Zement A, Zement B und syntiaxialer Zement (der nur an Echinodermenbruchstücken angelagert ist).

Mit Sammelkristallisation wurde derjenige Vorgang bezeichnet, bei dem aus feinkörnigem Kalk durch Lösungsvorgänge grobkörnige Kalzitkristalle entstanden. Hierbei erfolgte eine Verminderung der Porenzahl.

Stylolithen sind beobachtet worden, doch führen sie nicht wesentlich zur Reduzierung der Porosität.

Fast alle Poren sind sekundärer Natur. In den Gesteinstypen 1 und 3 trug die Auflösung von Anhydrit bzw. von Gips in spätdiagenetischer Phase wesentlich zur Porosität bei. Im Gesteinstyp 2 entstanden die Poren durch Dolomitisierung im spätdiagnetischem Stadium.

Die Permeabilität der Kalksteine nimmt mit zunehmender Dolomitisierung zu. Besonders eine Kombination von Sammelkristallisation und Dolomitisierung erhöht die Permeabilität.

Die Permeabilitätsabnahme beginnt bei den Kalksteinen, die entweder keine Organismenschalen führen oder aus einem Gemisch von verschiedenen Kalkkomponenten bestehen. Die niedrigsten Permeabilitäten erreichen die Kalksteine, die sehr hohe Anteile an Pellets, Kotpillen, Intraklasten und Krümelstrukturen haben.

Die Salzlösungspermeabilität zeigt, daß die kommunizierenden Poren durch Tränkung und im Laufe der Versuche durch Blähung von Tonpartikeln, durch Schwebestoffe, durch Veränderung des elektroosmatischen Potentials und durch Zementierung immer mehr verstopfen, was natürlich zur Abnahme der Permeabilität führt.

Die Porenverteilung und Porengröße ist mit der Dolomitisierung, Dolomitisierung-Sammelkristallisation und vollständiger Sammelkristallisation verbunden.

Je mehr die Kalksteine dolomitisiert werden, umso mehr verbessert sich die Porenverteilung sowie die Porengröße. Das gleiche gilt für eine Kombination zwischen Dolomitisierung und Sammelkristallisation.

Je mehr die Kalksteine hohe Gehalte an Komponenten wie Pellets, Kotpillen, Intraklasten und Krümelstrukturen zeigen, umso mehr weisen sie auch schlechte Porengröße sowie Porenverteilung auf.

Die Untersuchungen haben letzten Endes ergeben, daß Kalksteine der Tarbur-Formation normalerweise keinen sehr guten Speichergesteine für Erdöl und Erdgas darstellen. Allerdings kann starke Klüftung oder Verkarstung zu nützlichem Speichervolumen führen.

Literaturverzeichnis

BACHMANN, G.H.: Die karbonatischen Bestandteile des oberen Muschelkalkes (mittlere Trias) in Süd-West-Deutschland und ihre Diagenese. - Diss. Univ. Stuttgart, Stuttgart 1973

BATHURST, R.G.C.: Diagenetic fabrics in some British Dinantion Limestones. - Geol.Jb.,2,11 - 36, Hannover 1958a

——— The replacement of aragonite by Calcite in the Molluscan shall wall. - In: IMBRIE, NEWELL (eds.): Appreaches to Paleocology, 357 - 376, New York and London (John Wiley & Sons) 1964a

——— Boring algae, micrite envelopes ans lithification of molluscan biosparites. - Geol.Jb.,5, 15 - 32, Hannover 1966

——— Carbonate sediment and their diagenesis. - Dev. in Sedimentology,12, 620 S., 1971

BAUSCH, W.M.: Dedolomitisierung und Rekalzitisierung in fränkischen Muschelkalken. - N.Jb.Miner.,Mh.,3, 75 - 82, Stuttgart 1965

BEALES, F.W.: Dolomitic motlling in palliser (Devonien) Limestone, Banft and Jasper National Parks. - Alberta Bull.Amer.Assoc.Petrol. Geol.,37, 10, 2281 - 2293, 1953.

——— Ancient sediments of bahamatyp. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,42, 1845 - 1880, 1958.

——— Diagenesis in Pelleted Limestones.- Soc.Econ.Paleont.Miner.Spec.Publ., 13, 49 - 70, 1965.

BISCHOFF, G. & GOCHT, W.: Das Energiehandbuch. - 360 S., Wiesbaden (Friedr. Viehweg & Sohn) 1970, 1976.

CAROZZI, A.: Mikroscopic sedimentary petrography. - 485 S., New York and London (John Wiley) 1960.

CAXEUX, L.: Rochescarbonatees. - In: Les Roches Sedimentaires de France, 463 S., Paris (Mossonet & Cie.) 1935.

CHILINGAR, G.V.: Dedolomitization a review. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,40, 762 - 778, 1956.

CHILINGAR, G.V.;
BISSEL, H.J. & WOLF,K.H.: The diagenesis of Carbonate roks. - In: Diagenesis in Sediment, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.

CLOUD, P.E. jr.: Enviroment of Calcium Carbonate deposition of Andros Island, Bahamas. - U.S.Geol.Surv.Prof. Paper, 350, 138 S., 1962.

DEGENS, E.T.: Geochemie der Sedimente. - 282 S., (Ferd.Enke) 1968.

DUNINGTON, H.V.: Stylolith development post-dates rock in duration. - J.Sediment.Petrol.,24, 27 - 49, 1954.

———: Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic Limestone-reservoirs. - 7th World Petrol.Congr., Mexico. Panel Disc No. 3, 1967.

ENGELHARDT, W.V.: Der Porenraum der Sedimente. - 207 S., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1960.

FENNINGER, A.: Das Kalzitgefüge der sparitischen Kalke des Plassen (Tithonium, nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). - Sedimentology,10, 4, 1968

FLÜGEL, H. & FENNINGER,A.: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plasenkalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). - N.Jb.Geol.Paläont.,Abh.,123, 249 - 280, Stuttgart 1966.

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. - N.Jb.Geol.Paläont.,Mh.,3, Stuttgart 1962.

FLÜGEL, H.W. & PÖLSLER, P.: Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkband B_2 nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium,Salzburg). - N.Jb.Geol.Paläont.,Mh., 513 - 527, Stuttgart 1965.

FÖRSTER, S. & HAUENHERM, W.: Permeabilitätsmessungen an Gesteinsproben niedriger Durchlässigkeit unter nachgebildetem Überlagerungsdruck. - angew. Geol.,17, 366 - 370, Freiberg 1971.

FOLK, R.L.: Practical petrographic classification of Limestones. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,43, 1 - 38, 1959.

_____ Spectral subdivision of Limestonetypes. - In: classification of Carbonate rocks. - Amer.Assoc.Petrol.Geol.,Mem.,1, 62 - 84, 1962.

_____ Some aspects of recrystalization in ancient Limestones. In: PRAY & MURRAY (eds): Dolomitization and Limestone diagenesis. - SEMP Spec.Publ.,13, 14 - 48, 1965.

FRIEDMANN, G,M.: Early diagenesis ans Lithification in carbonate sediment. - J. Sediment.Petrol.,34, 777-813, 1964

----- Terminology of crystallization textures and Fabrics in sedimentary rock. - J.Sediment.Petrol.,35, 643 - 655, 1965

FUCHTBAUER, H & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine, T.II - 726 S. Stuttgart (Schweizerbart)1970.

FÜRST, M.: Stratigraphie und Werdegang der östlichen Zagrosketten (Iran) .- Erlanger geol.Abh.,8,51 S., 1970

GERMANN, K.: Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, alpine Triassic) an indicators of early Supratidal dolomitisation and Lithfication. - Sedimentology,12, 257-277, 1969.

----- Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). - Diss.Univ.München, München 1973.

GINSBURG, R.N.: Early diagenesis and Lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. - Soc.Econ.Paläont.Miner.Spec.Publ., 5, 80 - 100, 1957

----- South Florida carbonate sediments Guidebook for fieldtrips. - Geol.Soc.Amer.Conv.,1, 1 - 72, 1964.

GRIMM, W.-D.: Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für Salinare Fazies. - Erdöl und Kohle.,15, 880 - 887, Hamburg 1962.

——— Ausfällung von Kieselsäure in Salinarbeeinflußten Sedimenten. - Z.dt.geol.Ges.,114, 590 - 619, Hannover 1964.

HADDING,A.: Origin of the Lithographic Limestones. - Kungl.fysiogr.Sallsk.I.Lund.Forhandl.,28,4, 21 - 32, 1958

HAYNES, S.J. & MCQUILLIAN, H.: Evolution of the Zagros structure Zone, Souther Iran. - Geol.Soc.Amer.Bull.,85, 5, 739 - 744, 1974.

HUDSON, J.D.: Pseudo-pleocroic calcite in recrystallized shell Limestones. - Geol.Mag.,99, 492 - 500, 1962

ILLING, L.V.: Bahaman calcareous sands. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,38, 7, 1 - 95, 1954.

JAMES, G.A. & WYND, J.G.: Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area.- Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,49, 12, 2182 - 2254, 1965.

KENT, P.E.: Recent Studies of South Persian salt plug. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,42, 12, 2951 - 2972, 1958.

KLINKENBERG, L.J.: The Permeability of porous Media to Liquids and Gases. - API Drill. and Prod.Pract., 200 - 213, 1941.

LANGBEIN, R.: Zur Petrologie des Anhydrits. - Chem.d.Erde,27, 1 - 38, 1968

MATTHEWES, R.K.: Genesis of recent Limemud in Southern British Honduras. - Sediment.Petrol.,36, 1, 428 - 454, 1966.

MAYER, G.: Rhizocorallien mit Wandkörperchen.- 8, 314 - 316, Heidelberg 1958

MEISCHNER, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken.- Dev. in Sedimentol,3, 156 - 191, 1964.

MORLOT, A.V.: Über den Dolomit und seine künstliche Darstellung aus Kalksteinen.- Haidinger Naturwiss.Abh.,1, 305 S., 1947.

MONTY, C.L.V.: Distribution and structure of recent stromatolitic algalmats, Eastern Andros Island, Bahamas. - Ann.Soc.Geol.Belg.,90, 55 - 99, 1967.

ORME, G.R. & BROWN, W.W.M.: Diagenetic fabrics in the Avonian Limestones of Derbyshire and Noth Wales. - Proc. Yorkshire Geol.Soc.,34, 51 - 66, 1963.

PILGER, A.: Die zeitliche-tektonische Entwicklung der Iranischen Gebirge im östlichen Mittelmeer. - N.Jb.Geol.Paläont.,Mh.,2, 73 - 87, 1966.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. Korngefüge. - 409 S., Wien - Insbruck, 1951

SCHÄFER, W.: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. - Frankfurt/M.(Verlag Waldemar Kramer) 1962.

SHOJL, R. & FOLK, R.L.: Surfacemorphology os some Limestonetypes as revealed by dectron microscope. - J.Sediment.Petrol.,34, 144 - 155, 1964.

STEHLI, F.G. & HOWER,J.: Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. - J.Sediment.Petrol.,31, 358 - 371, 1961.

STOCKLIN, J.: Strctural history and tectonics of Iran. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,52, 1229 - 1258, 1968b.

TAKIN, M.: Geological history and tectonics of Iran in adisussion of Continental drift in the Middle East (abstr.) in Seminar on Geodynamics of the Himalayan Region. - Nat.Geophys.Res.Inst.Hyderabad 199 - 200, 1973.

TRUSHEIM, F.: Zur Tektogenese der Zagros-Ketten Süd-Iran. - Z.dt.geol.Ges.,125. 119 - 150, 1970.

WAKER, T.R.: Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as saurce of authigenic Silicate in sedimentary rocks. - Bull.Amer.Geol.Soc.,71, 145 - 152, 1960.

WELLER, J.M.: compaction of sediments. - Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,43, 2, 273 - 310, 1962.

WELLER, J.M. & ILLING,L.V.: Present-day percipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf.- Dev. in Sedimentol.,1, 429 - 435, 1964.

WOLF, K.H. Simplified Limestone classification Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.,44, 8, 1414 - 1416, 1960a.

_____ An introduction to the classification of Limestones. - N.Jb.Geol.Paläont.,Mh.,5, 236 - 250, 1961.

_____ Petrogenesis and palaeo enviroment of devonian algal Limestons of New South Wales. - Sedimentology, 4, 113 - 178, 1965a

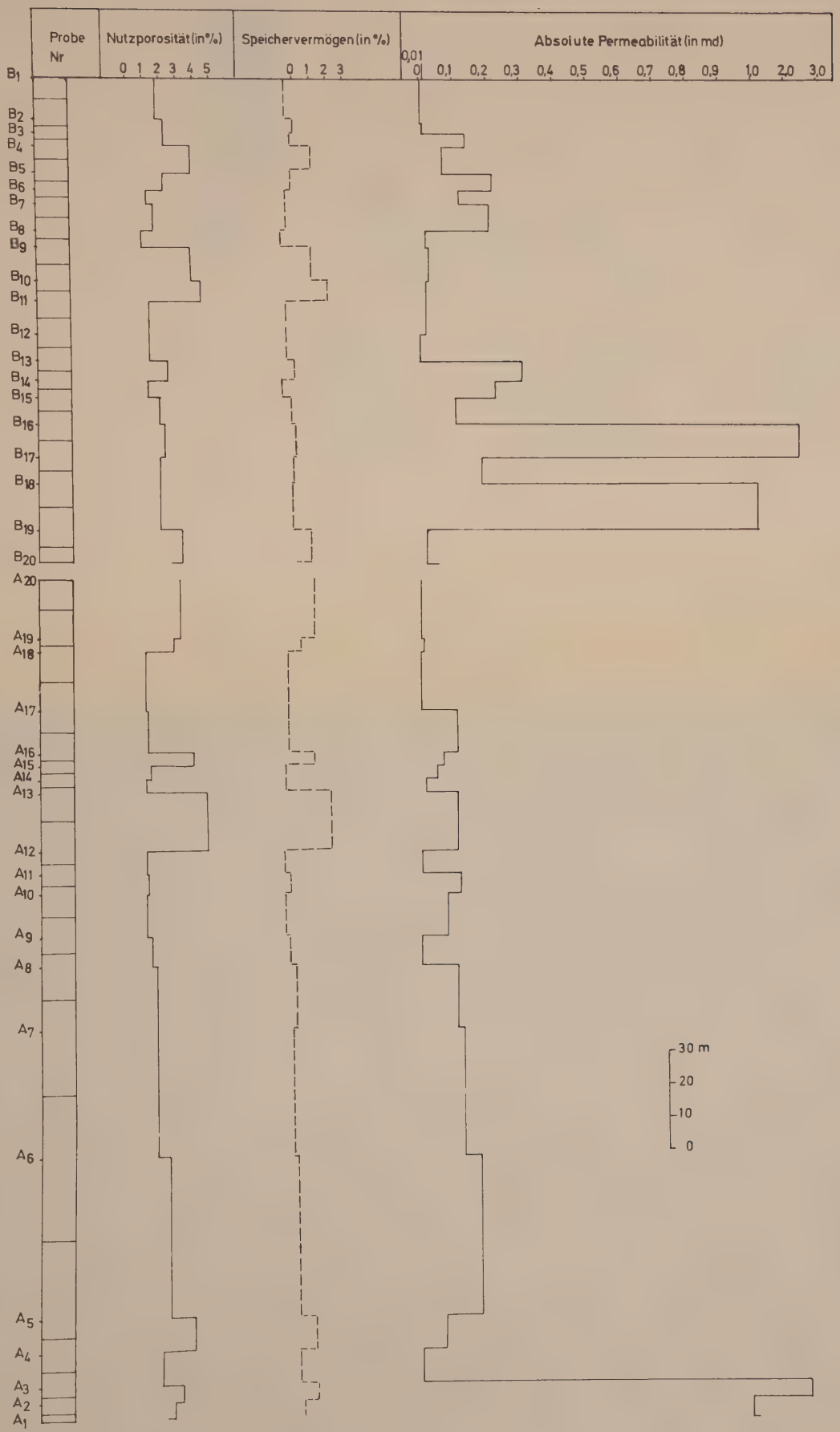
———— "Grain-dimination" of algal colonies of Micrite. - J. Sediment.Petrol.,35, 420 - 427, 1965b.

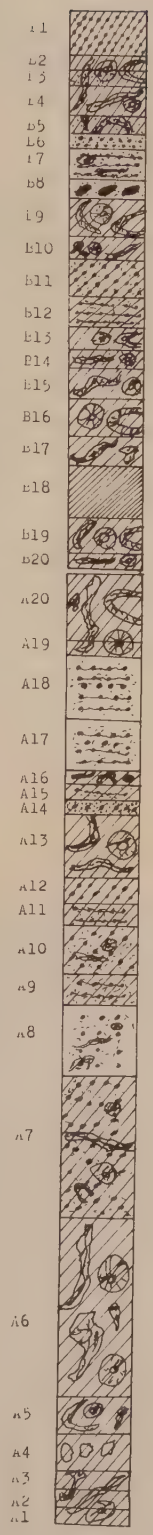
WOOD,A,: "Algaldust" and the finer-grained varieties of Carboniferous Limestones. - Geol.Mag.,78, 3, 192 - 200, 1941.

Nachtrag:

ANDRES, D.: Der Nordhang des Gausse de Gramat über der Dordogne und Bave zwischen St. Cèvè und Cavennac. - Dipl.-Arb. FU Berlin, Berlin 1973.

Anlage 1


Probe Nr
Nutzporosität (in %)
0 1 2 3 4 5
Speichervermögen (in %)
0 1 2 3
Absolute Permeabilität (in md)
0,01 0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9 1,0 2,0 3,0
B1 B2 B3 B4 B5 B6 B7 B8 B9 B10 B11 B12 B13 B14 B15 B16 B17 B18 B19 B20
A20 A19 A18 A17 A16 A15 A14 A13 A12 A11 A10 A9 A8 A7 A6 A5 A4 A3 A2 A1
30 m
20
10
0



B1 Sparitischer Kalk, [illegible]

B2 Sparitischer Kalk,mgr,[illegible]

B3 Mikrosparitischer Kalk,hgr,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Q(+)

B4 Sparitischer Kalk,[illegible] z.T.Umk oder Aufl.,M(+),AlCa(+)

B5 Mikrosparitischer Kalk,[illegible] z.T.Umk oder Aufl.,M(+),P(+),MSty(+)

B6 Mikritischer Kalk,dgr,K+,Ko(+),[illegible],Sk(+)

B7 Mikritischer Kalk,dgr,K+,F+,Fe(+),Sk(+),MSty(+),Py(+)

B8 Mikritischer Kalk,dgr, [illegible],FB(+),KlCa(+)

B9 Sparitischer Kalk,hgr-mgr,F++,M(+),B(+),[illegible],KlCa(+)

B10 Kalk,ngr-w,F++,FB v Rudisten++,z.T.Umk oder Aufl.,MSty(+)

B11 Mikrosparitischer Kalk,dgr,F++,K++,I(+),F(+)

B12 Mikrosparitischer Kalk,gr-mgr,K+,F+,Fe+,Py(+),Q(+)

B13 Sparitischer Kalk,sgr-br,F+,Sk(+),K(+),MSty(+),KlCa(+)

B14 Mikrosparitischer Kalk,dgr,F+,K+,Fe+,MSty(+),Q(+),P(+)

B15 Mikrosparitischer Kalk,mgr,F++,KlCa++

B16 Sparitischer Kalk,hgr,F++,B+,d(+),Sk(+)

B17 Mikrosparitischer Kalk,hgr,F++,P(+),MSty(+)

B18 Sparitischer Kalk,[illegible]

B19 Sparitischer Kalk,hgr-w,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Sk(+)

B20 Sparitischer Kalk,mgr,F++,z.T.Umk oder Aufl.,KlCa+,M(+),P(+)

A20 Sparitischer Kalk, hgr-w,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Q(+)

A19 Sparitischer Kalk,hgr,F++,P(+),Sk(+)

A18 Mikritischer Kalk,dgr,F+,F+,Py(+)

A17 Mikrosparitischer Kalk,dgr,K+,F+,F+

A16 Kalk,w,F++,z.T.Umk oder Aufl.,

A15 Mikrosparitischer Kalk,dgr,K+,F+,F+,B(+),Py(+)

A14 Mikritischer Kalk,dgr,P+,K+,FB(+)

A13 Kalk,w,F++,z.T. Umk oder Aufl.,

A12 Mikrosparitischer Kalk,mgr-dgr,F+,F+,Sk(+).MSty(+),Py+,Q(+)

A11 Mikrosparitischer Kalk,dgr,K+,F+,F+

A10 Mikritischer Kalk,gr,F++,F+,Sk(+),Py(+)

A9 Mikrosparitischer Kalk,dgr,K+,Ko(+),F+,MSty(+),Q(+)

A8 Mikrosparitischer Kalk,dgr,I+,Py(+),F+,Sk(+)

A7 Mikrosparitischer Kalk,gr,Ko++,F+,B(+),Q(+)

A6 Sparitischer Kalk,gr,F++,[illegible],Py(+)

A5 Sparitischer Kalk,hgr,F++,Q+,M(+),AlCa(+)

A4 Mikrosparitischer Kalk,mgr,F++,MSty(+)

A3 Sparitischer Kalk,F+,B+,[illegible],AlCa(+)

A2 Sparitischer Kalk,ngr-mgr,F++,B-flecken(+),M(+)

A1 Mikrosparitischer Kalk,hgr,F+,[illegible],AlCa(+)

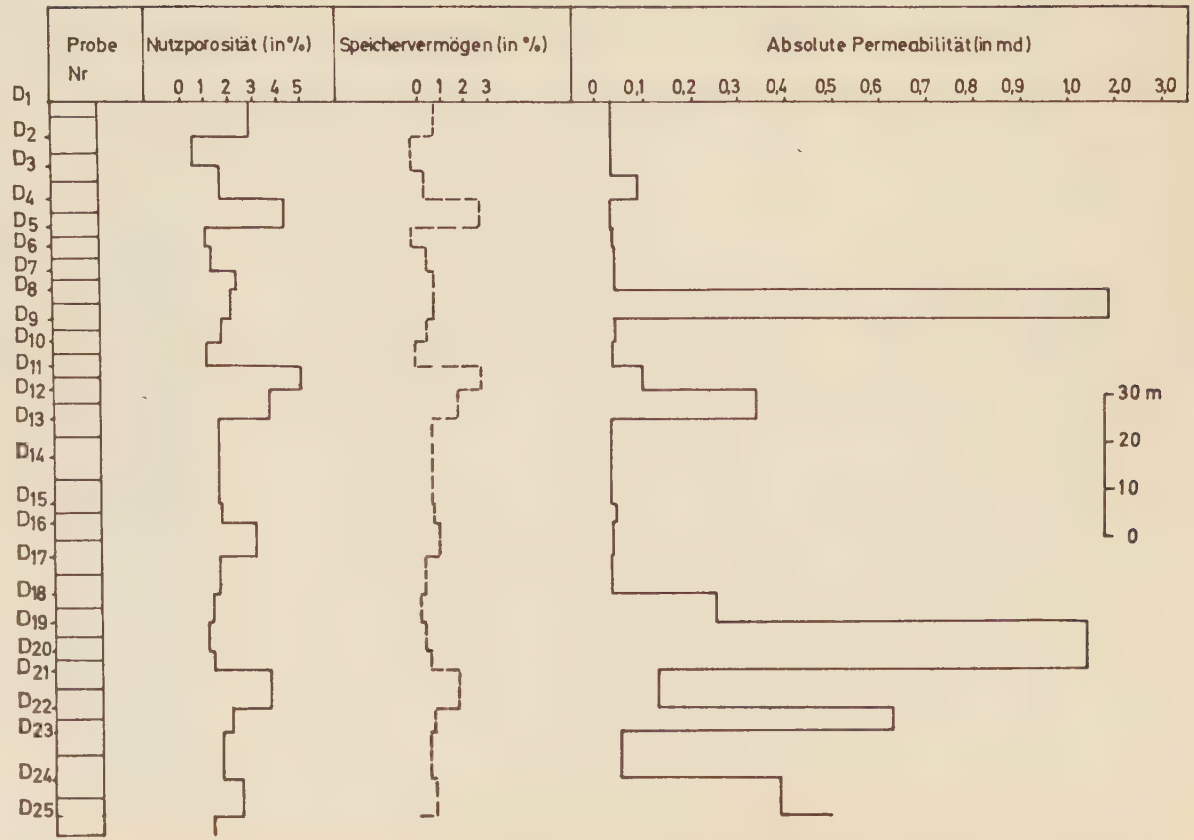
Legende

++ sehr viel
+ viel
(+) wenig
gr grau
hbr hellbraun
dgr dunkelgrau
mgr mittelgrau
sgr schmutzig grau
g gelb
hbr hellbraun
w weiß

F Fossilien
Fe Fossilienbruchstücke
M Mikrit
S Sparit
I Krumel
P Pellets
Ko Kolithen
I Intraklasten
Br Breccien
Py Pyrit
Q Quarz

Kl Klufte
Ka Kalzit
Umk Umkristallisation
Aufl Auflösung
D Dolomit
B Bohrspuren
Sk Sammelkristallisation

Anlage 2


Probe Nr
Nutzporosität (in %)
0 1 2 3 4 5
Speichervermögen (in %)
0 1 2 3
Absolute Permeabilität (in md)
0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9 1,0 2,0 3,0
D1
D2
D3
D4
D5
D6
D7
D8
D9
D10
D11
D12
D13
D14
D15
D16
D17
D18
D19
D20
D21
D22
D23
D24
D25
30 m
20
10
0

Sparitischer Kalk,hgr,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Q(+)

Mikrosparitischer Kalk,dgr,K+,F+,KlCa+

Mikrosparitischer Kalk,hgr,F+,F+,Sty(+)

Kalk,w,F++,F+,M(+)

Mikrosparitischer Kalk,dgr,F+,K+,F+

Mikrosparitischer Kalk,gr,F+,P(+),K(+),Q(+)

Sparitischer Kalk,hgr,F+,z.T.Umk oder Aufl.,M(+)MSty(+),KlCa(+)

Sparitischer Kalk,ngr,F++,D(+),M(+),Sk(+)

Mikrosparitischer Kalk,dgr,F+,K(+)

Mikrosparitischer Kalk,gr,K+,P(+),Py(+)

Sparitischer Kalk,hgr-w,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Sty(+)

12 Sparitischer Kalk,hgr-w,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Sk(+),Q(+),MSty(+)

Mikrosparitischer Kalk,gr,F+,P+,Sk(+)

Mikrosparitischer Kalk,gr,I++,F(+)

Mikrosparitischer Kalk,gr-dgr,F+,F+,MSty(+),Q(+)

Sparitischer Kalk,hgr-w,F++,Ko(+),Py(+)

Mikrosparitischer Kalk,gr,F+,P+,I(+)

18 Mikrosparitischer Kalk,dgr,F+,F+,K(+),Py(+),KlCa(+)

19 Sparitischer Kalk,g-br,Sk++

20 Sparitischer Kalk,g-br,Sk++

21 Sparitischer Kalk,hgr-w,F++,z.T.Umk oder Aufl.,Ko(+),Py(+)

22 Mikrosparitischer Kalk,hgr,F+,F+,Py(+)

Mikrosparitischer Kalk,gr,F+,F+,I(+)

Sparitischer Kalk,ngr,F+,Sk(+),KlCa(+)

25 Mikrosparitischer Kalk,gr,I+,F+,K+

Lebenslauf

K a t u z i, Mohammed-Reza
geboren am 10.12.1940 in Lahidjan
Eltern: Dipl.-Ing. Tanheitschu Katuzi
und Ehefrau Mones Katuzi geb. Gandji
verheiratet mit Jutta Katuzi geb. Wegner
1 Tochter (2 Jahre)

Schulausbildung:
1947 - 1954 die Volksschule in Lahidjan
1954 - 1957 die Oberschule in Lahidjan
1957 - 1960 das Gymnasium in Rascht

Studium:
1962 - 1964 Literatur an der Teheraner Universität
1965 - 1966 Studiumkolleg in Hannover
1966 - 1969 Mineralogie und Chemie, TU Hannover
1969 Geologie, FU Berlin
1971 Diplom-Vorprüfung
1972 Diplom-Hauptprüfung

Berufliche Tätigkeit: seit 1973 wissenschaftlicher Tutor und Assistent am Institut für Geologie der FU Berlin.